

# DOKTORI ÉRTEKEZÉS

KOROKNAI BALÁZS

2004

# TEKTONOMETAMORF FEJLŐDÉS AZ UPPONYI- ÉS SZENDRŐI-PALEOZOIKUMBAN

KOROKNAI BALÁZS

Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Kar

Földtudományi Doktori Iskola

DR. MÁRTON PÉTER

Földtan-Geofizika Doktori Program

DR. MONOSTRORI MIKLÓS

Témavezető: DR. KOVÁCS SÁNDOR, tudományos főmunkatárs

Szakmai konzulens: O. UNIV. PROF. DR. WOLFGANG FRISCH

MTA Geológiai Kutatócsoport–Általános és Történeti Földtani Tanszék

# Tartalomjegyzék

|  |    |
|--|----|
| <b>1. Bevezetés</b> .....  | 1  |
| <b>2. A vizsgált terület bemutatása</b> .....  | 2  |
| 2.1. Földrajzi helyzet, morfológiai és feltártsági viszonyok.....  | 2  |
| 2.2. Kutatástörténeti áttekintés.....  | 4  |
| 2.2.1. Upponyi-egység.....   | 4  |
| 2.2.2. Szendrői-egység.....  | 8  |
| 2.2.3. Összefoglalás.....  | 15 |
| 2.3. A terület földtani felépítése.....  | 17 |
| 2.3.1. Nagyszerkezeti helyzet.....   | 17 |
| 2.3.2. Upponyi-paleozoikum.....  | 19 |
| 2.3.2.1. Határok és elterjedés.....  | 19 |
| 2.3.2.2. Litosztratigráfiai felépítés és a tagolás problémái.....  | 21 |
| 2.3.3. Szendrői-paleozoikum.....   | 24 |
| 2.3.3.1. Határok és elterjedés.....  | 24 |
| 2.3.3.2. Litosztratigráfiai felépítés és a tagolás problémái.....  | 25 |
| 2.4. Geofizikai vizsgálatok.....   | 29 |
| 2.4.1. A geofizikai vizsgálatok értelmezési problémái.....   | 29 |
| 2.4.2. A vizsgált terület és tágabb környezetének általános szerkezeti vonásai.....                            | 30 |
| 2.4.3. Upponyi-egység.....   | 31 |
| 2.4.4. Szendrői-egység.....  | 32 |
| <b>3. Célkitűzések és kérdésvetések</b> .....  | 36 |
| <b>4. A képlékeny deformáció vizsgálata</b> .....  | 37 |
| 4.1. A képlékeny deformáció alapfogalmai.....  | 37 |
| 4.1.1. A képlékeny alakváltozás és geometriai jellemzése.....  | 37 |
| 4.1.2. „Tiszta alakváltozás” és egyszerű nyírás.....   | 40 |
| 4.2. Irányított mintavételezés.....  | 42 |
| 4.3. Képlékeny deformáció az egyedi ásványszemcsékben.....   | 44 |
| 4.3.1. Deformációs mechanizmusok.....  | 44 |
| 4.3.1.1. Kristálysiklatás (intrakristályos deformáció).....  | 46 |
| 4.3.1.2. A kitüntetett kristálytani irányítottság és kapcsolata az egyes deformációs típusokkal.....           | 48 |
| 4.4. Milonitok.....  | 51 |
| <b>5. A szerkezetföldtani vizsgálatok eredményei</b> .....   | 55 |
| 5.1. Mintavételezési stratégia.....  | 55 |
| 5.2. Térképi ábrázolás.....  | 56 |
| 5.3. Általános szerkezeti jellemvonások.....   | 57 |
| 5.4. Upponyi-hegység.....  | 59 |
| 5.4.1. Szerkezeti elemek jellemzése a terepi észlelések alapján.....   | 59 |
| 5.4.2. Mikrotektonikai vizsgálatok.....  | 67 |
| 5.4.2.1. Szerkezeti elemek a palássággal párhuzamos ( $x$ - $y$ ) vékonycsiszolatokban.....                    | 67 |
| 5.4.2.2. Szerkezeti elemek a megnyúlással párhuzamos és a palásságra merőleges ( $x$ - $z$ ) metszetekben..... | 76 |
| 5.4.2.3. A képlékeny alakváltozás geometriai jellegzetességei.....   | 93 |
| 5.4.2.4. A mikrotektonikai vizsgálatok eredményeinek összefoglalása.....                                       | 98 |

|  |            |
|--|------------|
| 5.5. Szendrői-hegység.....   | 101        |
| 5.5.1. Szerkezeti elemek jellemzése a terepi észlelések alapján.....   | 101        |
| 5.5.2. Mikrotektonikai vizsgálatok.....  | 106        |
| 5.5.2.1. Szerkezeti elemek a palássággal párhuzamos ( $x$ - $y$ ) vékonycsiszolatokban.....                    | 106        |
| 5.5.2.2. Szerkezeti elemek a megnyúlással párhuzamos és a palásságra merőleges ( $x$ - $z$ ) metszetekben..... | 118        |
| 5.5.2.3. A képlékeny alakváltozás geometriai jellegzetességei.....   | 150        |
| 5.5.2.4. A mikrotektonikai vizsgálatok eredményeinek összefoglalása.....                                       | 153        |
| <b>6. Két új kloritoidpala előfordulás.....</b>  | <b>157</b> |
| 6.1. Szerkezeti jellemzők.....   | 157        |
| 6.2. Ásvány- és kőzettani jellemzők.....   | 160        |
| 6.3. Összefoglalás.....  | 165        |
| <b>7. Az eredmények értelmezése.....</b>   | <b>169</b> |
| 7.1. Az Upponyi- és Szendrői-egység tektonometamorf fejlődési modellje.....                                    | 169        |
| 7.2. Térképi léptékű szerkezetek.....  | 175        |
| 7.2.1. Az Upponyi-egység főbb térképi szerkezetei.....   | 175        |
| 7.2.1.1. Lázberci-alegység.....  | 175        |
| 7.2.1.2. Tapolcsányi-alegység.....   | 178        |
| 7.2.2. A Szendrői-egység főbb térképi szerkezetei.....   | 180        |
| 7.2.2.1. Rakacai-alegység.....   | 180        |
| 7.2.2.2. Abodi-alegység.....   | 185        |
| 7.2.2.3. A Szendrői-egység egésze.....   | 186        |
| 7.3. Az Upponyi- és a Szendrői-paleozoikum kapcsolata.....   | 191        |
| 7.4. Összevetés a szomszédos szerkezeti egységekkel.....   | 194        |
| 7.5. Összevetés az alp-kárpáti-dinári térség hasonló sorozataival.....   | 196        |
| 7.5.1. Dunántúli-középhegység és környezete.....   | 197        |
| 7.5.2. Belső Nyugati-Kárpátok.....   | 197        |
| 7.5.3. Keleti- és Déli-Alpok.....  | 197        |
| 7.5.4. Dinaridák.....  | 198        |
| 7.5.5. Összefoglalás.....  | 199        |
| <b>8. Összefoglaló következtetések.....</b>  | <b>201</b> |
| <b>Köszönetnyilvánítás.....</b>  | <b>204</b> |
| <b>Hivatkozások.....</b>   | <b>207</b> |
| <b>Összefoglalás.....</b>  | <b>220</b> |
| <b>Abstract.....</b>   | <b>221</b> |
| <b>Függelék.....</b>   | <b>222</b> |
| <b>Mellékletek (I-V.)</b>  |            |
| Tartalomjegyzék.....   | A          |
| Ábrajegyzék.....   | C          |
| Táblázatjegyzék.....   | F          |
| Függelékjegyzék.....   | F          |
| Mellékletekjegyzék.....  | F          |

## Ábrajegyzék

|  |    |
|--|----|
| 1. ábra. Az Upponyi-hegység látképe dél felől, a bükki Örvénykőről (772 m).....  | 2  |
| 2. ábra. A Szendrői-hegység ÉNy-i részének látképe észak felől, a Martonyi melletti Szár-hegy oldalából.....   | 3  |
| 3. ábra. Részlet SCHRÉTER (1943) földtani szelvényéből Uppony és Mályinka közt.....  | 5  |
| 4. ábra. Földtani szelvény az Upponyi-hegységen át (NOSKENÉ FAZEKAS 1973, NAGY & KOSÁRY alapján).....  | 7  |
| 5. ábra. HOCHSTETTER (1856) földtani szelvénye a Szendrői- és az Aggtelek-Rudabányai-hegységen át<br>(in: FÜLÖP 1994).....   | 9  |
| 6. ábra. FÖLDVÁRI (1942) földtani szelvénye a Kis-Somos és Abod között.....  | 10 |
| 7. ábra. JÁMBOR (1958) földtani szelvénye a Szendrői-hegységen át, a Damak-1 fúrás és Szendrő között.....  | 12 |
| 8. ábra. RAINCSÁKNÉ KOSÁRY (1978) földtani szelvényei (a) a Tornabarakony-1 jelű fúrás és Irota között,<br>(a hegység K-i részén) illetve (b) a Kis-Somos és a borsodi Várdomb között (a hegység Ny-i részén)..... | 13 |
| 9. ábra. KOVÁCS & PÉRO (1983a) földtani szelvénye a Tornabarakony-1 jelű fúrás és Edelény között.....  | 15 |
| 10. ábra. A vizsgált terület (sárga téglalap) nagyszerkezeti helyzete KOVÁCS et al. (2000) szerint.....  | 17 |
| 11. ábra. Északkelet-Magyarország pretercier képződményeinek áttekintő földtani térképe. Módosítva<br>BALOGH (1963) után.....  | 18 |
| 12. ábra. Az upponyi rátolódás szelvénye PANTÓ (1956) szerint Uppony község D-i határában („Bánya”).....   | 20 |
| 13. ábra. Erősen kataklázosodott Lázberci Mészke vágott felszíne (U-1, az Upponyi-szoros ÉK-i oldalából).....  | 20 |
| 14. ábra. Az Upponyi paleozoikum Lázberci- és Tapolcsányi-alegységének rétegsora FÜLÖP (1994) szerint.....   | 22 |
| 15. ábra. A Szendrői paleozoikum Rakacai- és Abodi-alegységének rétegsora FÜLÖP (1994) szerint.....  | 25 |
| 16. ábra. KOVÁCS (1992) modellje a két eltérő korú márvány egymás melletti pozíciójára.....  | 28 |
| 17. ábra. Az ÉK-3/77 szeizmikus reflexiós szelvény SZALAY et al. (1978) alapján.....   | 32 |
| 18. ábra. A Ra-30/85 szeizmikus reflexiós szelvény SZALAY et al. (1986) alapján.....   | 34 |
| 19. ábra. A Sze-2/86 szeizmikus reflexiós szelvény (SZALAY et al., nem publikált).....   | 34 |
| 20. ábra. Az alakváltozási ellipszoidok típusai a Flinn-diagramban (RAMSAY & HUBER 1987 nyomán).....   | 38 |
| 21. ábra. Az ásvány/megnyúlási vonalasság megjelenési formái (TURNER & WEISS 1963 után).....   | 39 |
| 22. ábra. Metszési vonalasság kialakulása és helyzete hengeres redő esetén (RAMSAY & HUBER 1987).....  | 40 |
| 23. ábra. „Tiszta” és egyszerű nyírás geometriai jellemzése a síkban (HOBBS et al. 1976 után).....   | 41 |
| 24. ábra. Kőzetminta orientálása az irányított mintavételezés során, és az irányított vékonycsiszolat<br>elkészítésének módja a mintából (PASSCHIER & TROUW 1996 alapján).....                                     | 43 |
| 25. ábra. A kvarc deformációs térképe 100 MPa környezeti nyomáson és 10 µm-os (bal oldalon),<br>illetve 100 µm-os (jobb oldalon) szemcseméret mellett. (PASSCHIER & TROUW 1996 nyomán).....                        | 46 |
| 26. ábra. Éldiszlokáció képződése és vándorlása a kristályrácsban (PASSCHIER & TROUW 1996 után).....   | 46 |
| 27. ábra. Főtengelyes ásványok kristálytani irányítottságának ábrázolása a Schmidt-hálóban<br>(MESCHÉDE 1994 után).....  | 49 |
| 28. ábra. Kvarc (a-b) és kalcit (c) szemcsék c-tengelyeinek eloszlása koaxiális és nem-koaxiális<br>deformáció esetén (SCHMID & CASEY 1986, illetve SCHMID et al. 1987 alapján).....                               | 50 |
| 29. ábra. Nyírási irányt jelző aszimmetrikus szerkezetek egy jobbos nyírózónában.....  | 52 |
| 30. ábra. A Csernely-völgy ÉK-i oldalának vázlatos szelvényrajza Uppony DNy-i határában („Bánya”).<br>Módosítva CSONTOS (1989) után.....   | 59 |
| 31. ábra. Erősen gyűrt karbon mészke és agyagpala (Lázberci F.) vázlatos szelvénye CSONTOS (1989) alapján<br>a víztározó Ny-i partján, Dédestapolcsánytól kb. 1,5 km-re É-ra.....                                  | 60 |
| 32. ábra. F <sub>1</sub> gyűrődésekkel egyidejű redőkévék (mullionok) a Dedevári Mészke gyűrt réteglapján.<br>Dedevári szelvény a Lázberci-víztározó K-i oldalában, a tó É-i elvégződésénél.....                   | 61 |
| 33. ábra. Részlet a dédestapolcsányi Alsó-Mihály tó külféjtésének szelvényéből,<br>enyhén aszimmetrikus, párhuzamos típusú, nyílt redővel.....   | 62 |
| 34. ábra. Erősen hurkásodott redőszárny részlete a Tapolcsányi F. vasas impregnációjú agyagpalájában.<br>Alsó-Mihály tó, Dédestapolcsány.....  | 62 |

|           |   |     |
|-----------|---|-----|
| 35. ábra. | Metszési vonalassággal párhuzamos rovátkoltság a Lázbérci Mészke meredek dőlésű rétegzési, illetve palássági felszínein. Bugyog-bérc DNY-i oldala.                                      | 63  |
| 36. ábra. | A közel függőleges helyzetű palásság síkjában elnyúlt, világos kőzetlencsék szürke mátrixban. Lázbérci Mészke, Bugyog-bérc DNY-i oldala.  | 64  |
| 37. ábra. | F <sub>2</sub> gyűrődés Abodi Mészkeben, amely a „főpalásságot” (S <sub>2</sub> ) hajlítja. Feltárásrészlet a Csernely-völgyből a Vízközre vezető erdészeti út mentén.                  | 65  |
| 38. ábra. | Közel függőleges helyzetű palásságot deformáló, meredek tengelyű F <sub>3</sub> kink-redő a Lázbérci Formációban (felülnézet). Csernely-völgy, a felhagyott upponyi kőfejtő előterében. | 66  |
| 39. ábra. | F <sub>3</sub> kink-redők tengelyei (*) az Upponyi-hegységből meredek (a) és lapos tengellyel (b).  | 67  |
| 40. ábra. | Palássággal párhuzamos metszetek szöveti képe az Upponyi-paleozoikum különböző kőzettípusaiból.   | 69  |
| 41. ábra. | Az upponyi irányított minták palássággal párhuzamos metszetén meghatározott vonalas elemek.   | 73  |
| 42. ábra. | Mikroszerkezeti elemek viszonyainak sematikus rajza mészpala palássággal (S <sub>2</sub> ) párhuzamos metszetén az Upponyi-hegységből.  | 75  |
| 43. ábra. | Szöveti részlet az U-45 mintából (Tapolcsányi F., Rágyincs-völgy É-i oldala).   | 77  |
| 44. ábra. | Szöveti részlet az U-52a mintából (Tapolcsányi F., Csernely-völgy K-i oldala).  | 78  |
| 45. ábra. | Szöveti részlet az U-6 mintából (Tapolcsányi F., Rágyincs-völgy É-i oldala).  | 78  |
| 46. ábra. | Szöveti részlet az U-55 mintából (Abodi Mészke, a Lázbérci víztározó K-i partján).  | 79  |
| 47. ábra. | Szöveti részlet az U-56 mintából (Lázbérci Mészke, alapszelvény a Lázbérci víztározó Ny-i partján).   | 80  |
| 48. ábra. | Képlékeny nyírások összefoglaló sztereogramja az Upponyi-hegységből.  | 81  |
| 49. ábra. | Szöveti részlet az U-62a mintából (Upponyi Mészke, Upponyi-szoros).   | 82  |
| 50. ábra. | Szöveti részlet az U-16 mintából (Lázbérci F., Vízköz DK-i lejtője).  | 82  |
| 51. ábra. | Szöveti részlet az U-56 mintából (Lázbérci F., alapszelvény a Lázbérci-víztározó Ny-i partján).   | 83  |
| 52. ábra. | Szöveti részlet az U-47 mintából (Lázbérci F., alapszelvény a Lázbérci-víztározó Ny-i partján).   | 83  |
| 53. ábra. | Feltárásrészlet a Strázsahegyi Formációból (Nekézseny, Strázsa-hegy, felhagyott kőfejtő).   | 85  |
| 54. ábra. | Szöveti részlet az U-49 mintából (Tapolcsányi F., Alsó-Mihály tó).  | 85  |
| 55. ábra. | Kvarc c-tengely irányítottági mérések eredménye az U-13 és U-19 mintákban.  | 86  |
| 56. ábra. | Szöveti részlet az U-57 mintából (Lázbérci Mészke, Csernely-völgy).   | 87  |
| 57. ábra. | Szöveti részlet az U-13 mintából (Rágyincsvölgyi Homokkő, Rágyincs-völgy).  | 88  |
| 58. ábra. | Szöveti részlet az U-6 mintából (Tapolcsányi Formáció, Rágyincs-völgy É-i oldala).  | 89  |
| 59. ábra. | Szöveti részlet az U-9 mintából (Csernelyvölgyi Homokkő, Nekézseny melletti kőfejtő).   | 89  |
| 60. ábra. | Szöveti részlet az U-52a mintából (Tapolcsányi Formáció, Csernely-völgy K-i oldala).  | 92  |
| 61. ábra. | Képlékeny alakváltozás az U-63 minta kézipéldányán (Abodi Mészke, a Vízköz ÉK-i oldala).  | 94  |
| 62. ábra. | Képlékeny alakváltozási adatok a Flinn-diagramban az Upponyi-hegységből.  | 95  |
| 63. ábra. | Metszési vonalasság a Szendőládi Mészke gyűrt, meredek K-i dőlésű réteglapján. Felhagyott kis kőfejtő a Kovács-oldalban, Szendőládtól északra.  | 102 |
| 64. ábra. | Elnyúlt korall-szeptumok a Szendőládi Mészkeben. Kanyica-völgy, Tóharasztpusztá közelében.  | 103 |
| 65. ábra. | S <sub>2</sub> palássággal egyidős F <sub>1</sub> redők a Szendrői-paleozoikumból.  | 103 |
| 66. ábra. | A „főpalásságot” (S <sub>2</sub> ) hajlító F <sub>2</sub> gyűrődés mészpalaiban. Szendőládi Mészke, felhagyott kőfejtő Irota ÉNy-i határában.   | 105 |
| 67. ábra. | Közel É-D-i csapású, meredek tengelyű kink-zóna Irota ÉNy-i határában (felülnézet).   | 106 |
| 68. ábra. | Palássággal párhuzamos metszetek szöveti képe a Szendrői-paleozoikum különböző kőzettípusaiból.   | 108 |
| 69. ábra. | A szendrői irányított minták palássággal párhuzamos metszetén meghatározott vonalas elemek.   | 112 |
| 70. ábra. | Vonalas szerkezeti elemek az SZ-72a mintában.   | 115 |
| 71. ábra. | Gyűrődési fázisok elkülönítése Gadna környékén, SCHRÉTER (1949a) szerkezeti adatai alapján.   | 116 |
| 72. ábra. | Mikroszerkezeti elemek viszonyainak sematikus rajza mészpala palássággal (S <sub>2</sub> ) párhuzamos metszetén a Szendrői-hegységből.  | 117 |
| 73. ábra. | Szöveti részlet az SZ-55 mintából (Szendrői Fillit, Szendrő, Délő-völgy).   | 119 |
| 74. ábra. | Szöveti részlet az SZ-57a mintából (Szendrői Fillit, Rakaca, Batori-völgy).   | 120 |
| 75. ábra. | Szöveti részlet az SZ-67 mintából (Szendrői Fillit, Szendrő, Köves-hegy).   | 120 |

|   |     |
|---|-----|
| 76. ábra. Apró, izoklinális $F_1$ redők a palásságra merőlegesen és a megnyúlással párhuzamosan ( $x-z$ )<br>elvágtott kőzetfelületen. Verebeshegyi Mészke, Abodi-völgy, SZ-61 minta..... | 121 |
| 77. ábra. Szöveti részlet az SZ-33 mintából (Szendrői Mészke, Edelény, borsodi Várdomb).....  | 122 |
| 78. ábra. Szöveti részlet az SZ-72a mintából (Szendrői Fillit, Gadna, felhagyott kőfejtő).....  | 123 |
| 79. ábra. Szöveti részlet az SZ-57a mintából (Szendrői Fillit, Rakaca, Bátor-völgy).....  | 124 |
| 80. ábra. Szöveti részlet az SZ-27b mintából (Szendrői Fillit, Meszes, Templomdomb).....  | 124 |
| 81. ábra. Szöveti részlet az SZ-69 mintából (Rakacai Márvány, Szendrő, izraelita temető).....   | 125 |
| 82. ábra. Képlékeny nyírások összefoglaló sztereogramja a Szendrői-hegységből.....  | 126 |
| 83. ábra. Szöveti részlet az SZ-56a mintából (Rakacai Márvány, Szendrő, városi temető).....   | 128 |
| 84. ábra. Szöveti részlet az SZ-6 mintából (Rakacai Márvány, Rakacaszend, Kopasz-hegy).....   | 128 |
| 85. ábra. Szöveti részlet az SZ-51b mintából (Szendrői Mészke, Szendrőlád, Kanyica-völgy).....  | 129 |
| 86. ábra. Szöveti részlet az SZ-24 mintából (Szendrői Fillit (olisztosztróma), Meszes, Kígyószögi-völgy).....   | 130 |
| 87. ábra. Szöveti részlet az SZ-40 mintából (Szendrői Mészke, Irota ÉNy).....   | 130 |
| 88. ábra. Feltárás részlet a Rakacai Márványból (Rakaca, felhagyott Tsz-kőfejtő).....   | 131 |
| 89. ábra. Szöveti részlet az SZ-26 mintából (Kopaszhegyi Mészke, Rakacaszend, Kopasz-hegy).....   | 131 |
| 90. ábra. Szöveti részlet az SZ-24 mintából (Szendrői Fillit (olisztosztróma), Meszes, Kígyószögi-völgy).....   | 132 |
| 91. ábra. $F_1$ redőződés utáni nyírás az SZ-49 mintában (Szendrői Mészke, Szendrőlád, Kovács-oldal).....   | 133 |
| 92. ábra. Szöveti részlet az SZ-16a mintából (Kovács Szendrői Fillit(?), Gadna, Vinyicska).....   | 135 |
| 93. ábra. Kalcit $c$ -tengely irányítottság mérések eredménye a Szendrői-hegységből.....  | 137 |
| 94. ábra. Szöveti részlet az SZ-25 (Kopaszhegyi Mészke, Rakacaszend, Kopasz-hegy) és<br>az SZ-56a (Rakacai Márvány, Szendrő, vasútbeágás) mintákból.....                                  | 141 |
| 95. ábra. Szöveti részlet az SZ-27b mintából (Szendrői Fillit, Meszes, Templomdomb).....  | 141 |
| 96. ábra. Összehasonlító szöveti fotók az Upponyi- és Szendrői-hegység hasonló korú és üledékes fáciesű,<br>jellegzetes karbonátos kőzettípusaiból.....                                   | 142 |
| 97. ábra. Szöveti részlet az SZ-24 mintából (Szendrői Fillit, Meszes, Kígyószögi-völgy).....  | 144 |
| 98. ábra. Szöveti részlet az SZ-58 mintából (kvarctelér a Szendrői Fillitből, Rakacaszend, Hideg-völgy).....  | 145 |
| 99. ábra. Szöveti részlet az SZ-19 mintából (Abodi Mészke, Abod, Abodi-völgy K-i része).....  | 147 |
| 100. ábra. Szöveti részlet az SZ-38b mintából (Abodi Mészke, Edelény, borsodi Várdomb).....   | 147 |
| 101. ábra. Szöveti részlet az SZ-42 mintából (Szendrői Mészke törmelékeny betelepülése, Szakácsi Ny).....   | 148 |
| 102. ábra. Szöveti részlet az SZ-67 mintából (Szendrői Fillit, Szendrő, Köves-hegy).....  | 148 |
| 103. ábra. Szöveti részlet az SZ-64 mintából (Abodi Mészke, Szendrőlád, Kakaskő).....   | 149 |
| 104. ábra. Szöveti részlet az SZ-47b mintából (Szendrői Fillit, Rakacaszend, Délő-völgy).....   | 150 |
| 105. ábra. Példák a makroszkópikus léptékű képlékeny alakváltozásra a Szendrői-paleozoikumából.....   | 151 |
| 106. ábra. Képlékeny alakváltozás adatai a Flinn-diagramban a Szendrői-hegységből.....  | 152 |
| 107. ábra. Az upponyi és szendrői kloritoidpala előfordulások fotói.....  | 157 |
| 108. ábra. Kloritoidpala szöveti képe.....  | 159 |
| 109. ábra. Összehasonlító szöveti mikrofotók dél-szlovákiai kloritoidpala előfordulásokról.....   | 160 |
| 110. ábra. Az Upponyi- és a Szendrői-egység sematikus tektonometamorf fejlődési modellje.....   | 171 |
| 111. ábra. A képlékeny szerkezetalakulás tektonikai értelmezése.....  | 174 |
| 112. ábra. KOVÁCS (1982) szelvénye a Csernely-völgy bejárati sziklaszorosának ÉK-i oldalában (nem publikált).....   | 176 |
| 113. ábra. A Jöcsös-völgyi táró szelvényének részlete Nekézsenytől Ny-ra, MOLNÁR (1953) nyomán.....   | 180 |
| 114. ábra. A „köztes pala” szelvénye a Királyhegy K-i oldalában, Rakacától Ny-ra (JÁMBOR 1958 alapján).....   | 181 |
| 115. ábra. Erősen egyszerűsített, sematikus geometriai modellek a Szendrői-hegység egészének alapszerkezetére.....  | 187 |
| 116. ábra. BALLA (1989) szelvénymenti gravitációs modellszámításainak eredményei.....   | 193 |

## Táblázatjegyzék

|   |     |
|---|-----|
| 1. táblázat. A milonitok és néhány fontosabb vetőkőzet osztályozása és szerkezeti-genetikai jellemzői. MCCLAY (1987) és MESCHEDE (1994) munkái alapján.....         | 54  |
| 2. táblázat. Az upponyi és szendrői kloritoidpalák félkvantitatív ásványos összetétele a röntgen pordiffrakciós vizsgálatok alapján.....                            | 161 |
| 3. táblázat. A klorit-kloritoid termométer (VIDAL et al. 1999) alkalmazásával kapott hőmérsékleti adatok a Kazincbarcika–1 fúrás kloritoidpala mintájából.....      | 164 |
| 4. táblázat. A mikroszondás elemzések összefoglaló táblázata a fontosabb kőzetalkotó ásványokra (kloritoid, klorit, muszkovit) a Kb–1 fúrás kloritoidpalájából..... | 166 |

## Függelékjegyzék

|  |     |
|--|-----|
| I. Az Upponyi- és Szendrői-paleozoikum litosztratigráfiai egységei.....      | 222 |
| Upponyi-paleozoikum.....   | 222 |
| Tapolcsányi-alegység.....  | 222 |
| Lázbérci-alegység.....   | 223 |
| Szendrői-paleozoikum.....  | 225 |
| Abodi-alegység.....  | 225 |
| Rakacai-alegység.....  | 226 |
| II. Az irányított minták legfontosabb adatainak összefoglaló táblázatai..... | 228 |
| Upponyi-paleozoikum.....   | 228 |
| Szendrői-paleozoikum.....  | 233 |

## Mellékletek

- I. sz. melléklet.** A Szendrői- és Upponyi-paleozoikum tágabb környezetének gravitációs maradék anomália térképe (K=3). (KOVÁCSVÖLGYI & SCHÖNVISZKY 1991)
- II. sz. melléklet.** Az Upponyi-hegység áttekintő földtani térképe (1:20000).
- III. sz. melléklet.** Az Upponyi-hegység szerkezetföldtani térképe (1:10000).
- IV. sz. melléklet.** A Szendrői-hegység áttekintő földtani térképe (1:50000).
- V. sz. melléklet.** A Szendrői-hegység szerkezetföldtani térképe (1:25000).



# 1. Bevezetés

Doktori kutatási témám a DR. KOVÁCS SÁNDOR által vezetett OTKA programhoz kapcsolódott („A bükki-dél-gömöri szerkezeti egységek paleozoos és mezozoos geodinamikai fejlődése”, T019431). E kutatási program az Észak-Magyarországot és Dél-Szlovákiát felépítő, pretercier nagyszerkezeti egységek komplex földtani vizsgálatát tűzte ki célul, különös tekintettel a szerkezetföldtani viszonyok tisztázására. A kutatások részeként az upponyi és szendrői paleozoos összletek képlékeny deformációját vizsgáltam hagyományos terepi szerkezetföldtani, illetve mikrotektonikai módszerek segítségével.

Disszertációm legfőbb célkitűzését az Upponyi- és Szendrői-egységek alpi tektonometamorf fejlődésének vizsgálata jelentette. Az eredmények alapján kialakított modellben megpróbáltam a vizsgált területen észlelt képlékeny deformációs és metamorf eseményeket közös fejlődéstörténeti képbe foglalni (az események relatív időbeli viszonya, termodinamikai körülményei, tektonikai transzportirányok). A felvázolt modellben — saját eredményeim mellett — természetesen támaszkodtam a rendelkezésre álló szerkezetföldtani, metamorf kőzettani, rétegtani és geokronológiai kutatások adataira is.

Doktori munkám során bekapcsolódtam a régió más fontos tektonikai elemeinek (Torna-egység; FODOR & KOROKNAI 2000, 2003), illetve a régióhoz nyugatról — részleteiben egyelőre még tisztázatlan módon — csatlakozó Vepor szerkezeti egység tektonometamorf fejlődésének kutatásába is (KOROKNAI et al. 1999a-b, 2000a, 2001b). E munkák olyan új eredményeket hoztak, amelyek egyrészt szűkebb kutatási területem szempontjából is alapvető fontosságúnak bizonyultak, másrészt nagymértékben elősegítették a regionális áttekintést.

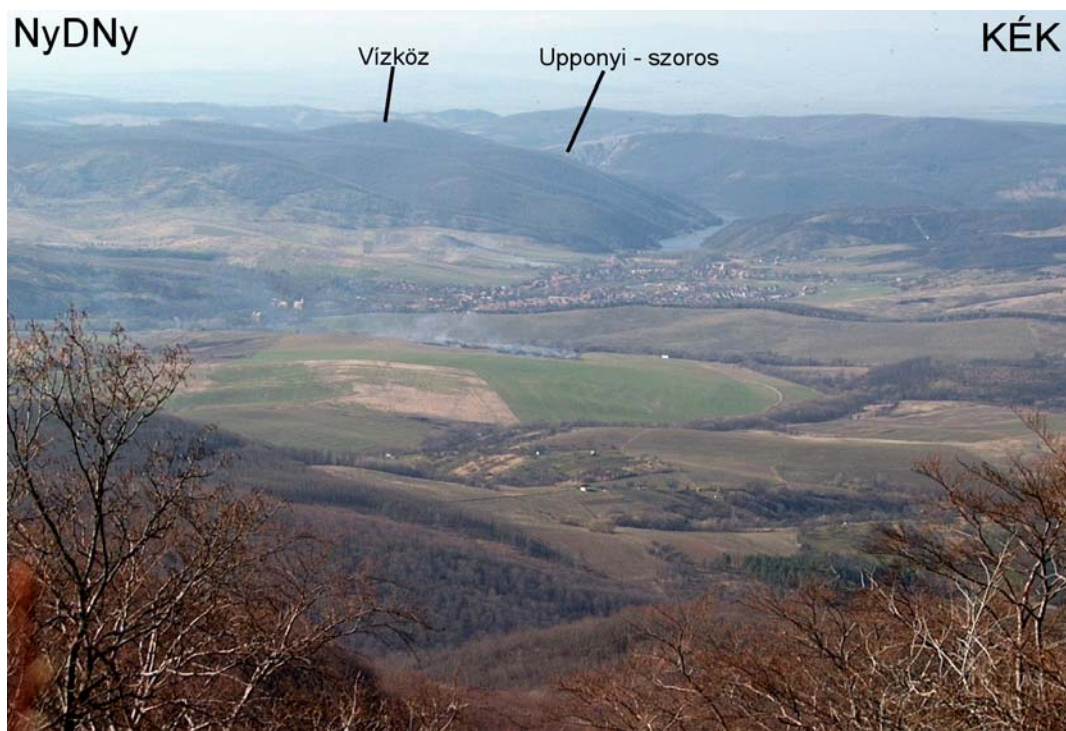
Remélem, hogy a kutatásaim során alkalmazott mikroszerkezeti vizsgálatok eredményei hasznosan járulnak hozzá Magyarország metamorf képződményeinek korszerű tektonikai feldolgozásához, hiszen a mikrotektonikai eredmények ötvözése a modern metamorf kőzettani és a geokronológiai adatokkal lehetővé teszi nagyszerkezeti egységeink tektonometamorf fejlődésének teljesebb körű és pontosabb rekonstrukcióját.

## 2. A vizsgált terület bemutatása

### 2.1. Földrajzi helyzet, morfológiai és feltártsági viszonyok

A vizsgált upponyi és szendrői paleozoos képződménycsoportok északkelet-Magyarországon, a Bükk hegységtől ÉÉNy-ra (Upponyi-hg.), illetve ÉÉK-re (Szendrői-hg.) helyezkednek el. Mindkét hegység viszonylag alacsony (<450 m), erősen erodált, többnyire szelíd morfológiájú kiemelkedéseket alkot. A paleozoos rétegösszletek felszíni elterjedése csak hozzávetőlegesen esik egybe a földrajzi értelemben vett Upponyi-, illetve Szendrői-hegységgel, a geográfiai és geológiai határok főként a Szendrői-hegység esetében térnek el jelentősen egymástól.

A Bükk közvetlen ÉÉNy-i szomszédságában fekszik az **Upponyi-hegység** (1. ábra), amelyben paleozoos képződmények az Uppony-Borsodbóta-Sáta-Csokvaomány-Nekézseny-Dédestapolcsány-Bánhorváti községek által határolt, mintegy 20 km<sup>2</sup>-es területen fordulnak elő (1. II. sz. melléklet).



**1. ábra.** Az Upponyi-hegység látképe dél felől, a bükki Örvénykőről (772 m).

A hegység déli peremén Dédestapolcsány, tőle északra a Lázberci-víztározó tükre látható. A hegység északi peremén az Upponyi-szoros devon mészkősziklái magasodnak. A szoros Ny-i oldalán emelkedik a hegység legmagasabb pontja (Vízköz, 434m).

Az Upponyi-hegység — kis mérete ellenére is — nagyobb átlagos magasságú és meredekebb domborzatú, mint a lényegesen nagyobb kiterjedésű Szendrői-hegység.

Legmagasabb pontja a javarészt devon korú márványból felépülő Vízköz (434 m, *1. ábra*), de ezen kívül is előfordul néhány 400 m-t meghaladó magaslat. A viszonylag meredek, szinte „alpesi” morfológia legszebben a hegység északi „kapuját” jelentő Upponyi-szorosban és környékén érvényesül, amely geológiai szempontból is a legjobban feltárt. Az Upponyi-szoroson kívül viszonylag jó természetes és mesterséges (egykori alapszelvény) feltárások találhatók a Lázbérci-víztározó mentén, a Csernely-patak völgyében, valamint a Rágyincs-völgyben. A paleozoos kőzetek jól tanulmányozhatók továbbá a hegység déli részében kihajtott, részben még jelenleg is bejárható, egykori mangános vasérc-tárókban, illetve a felhagyott kőfejtőkben.

A Bükk hegység északi peremétől kb. 20–25 km-re ÉÉK-i irányban, a Bódva folyó két oldalán emelkedik a **Szendrői-hegység** (*2. ábra*), amely — nevével ellentétben — sokkal inkább dombvidék, amit a szelíd morfológia mellett a kisebb átlagos magasság (legmagasabb pontja az Irotától É-ra emelkedő Kecsepad, 340 m) is jelez.



*2. ábra.* A Szendrői-hegység ÉNy-i részének látképe észak felől, a Martonyi melletti Szár-hegy oldalából. A hegység előterében a Rakacai-víztározó, a kép jobb oldalán a Nagy-Somoshoz csatlakozó szelíd, 250 m-t kevéssel meghaladó vonulat látszik.

A Szendrői-hegységben viszonylag nagy területen (kb. 120–150 km<sup>2</sup>) található paleozoos képződmények, amelyek túlnyomó része a Rakaca-patak völgye, Bódva-völgy, illetve az Edelény-Lak-Felsővadász-Gadna-Gagybátor vonal által határolt területre esik (*l. IV. sz. melléklet*). A paleozoos kőzetek É-i irányban a Rakaca-patak völgyét felszínen csak kevéssé (max. 1–1,5 km) lépik túl, DNy felé azonban messze a Bódva-völgyén túl is megjelennek, bár

csak kisebb, elszigetelt rögök tanulmányozhatók (Ormosbánya, Izsófalva, Kurittyán, Szuhakálló, Sajógalgóc).

A hegység morfológiai szempontból egyik legmarkánsabb eleme a fiatal Bódva áttörés Szendrőlád déli határában, a Kakaskő és a Bükhegy között. Viszonylag meredek domborzat jellemzi a Rakaca-patak völgyét és az Abodi-völgy egyes szakaszait is. A hegység legjobb feltárásait a meglehetősen nagyszámú, javarészt felhagyott, kisebb-nagyobb kőfejtő, illetve az egykori földtani alapszelvények képviselik. Viszonylag jó minőségű, természetes feltárások találhatók még a fentebb említett, meredekebb domborzatú területrészeken, továbbá a Rakaca-patak völgyébe dél felől lefutó, kisebb mellékvölgyekben is.

## **2.2. Kutatástörténeti áttekintés**

Dolgozatomban a szendrői és upponyi paleozoos összletek képlékeny szerkezetfejlődését vizsgáltam, ezért a szakirodalomból mindenekelőtt az e szemszögből lényeges állomásokat igyekeztem kiemelni. Az áttekintésben idézőjelben szerepelnek az egyes szerzők által közölt eredeti litosztratigráfiai definíciók-elnevezések (pl. „devon(?) kristályos mészkő”). Ezek mögött — dőlt szedéssel — feltüntettem az adott képződmény(ek) jelenleg érvényes litosztratigráfiai elnevezését is, ami a könnyebb eligazodást igyekszik elősegíteni az egyes képződménycsoportok között e fejezetben.

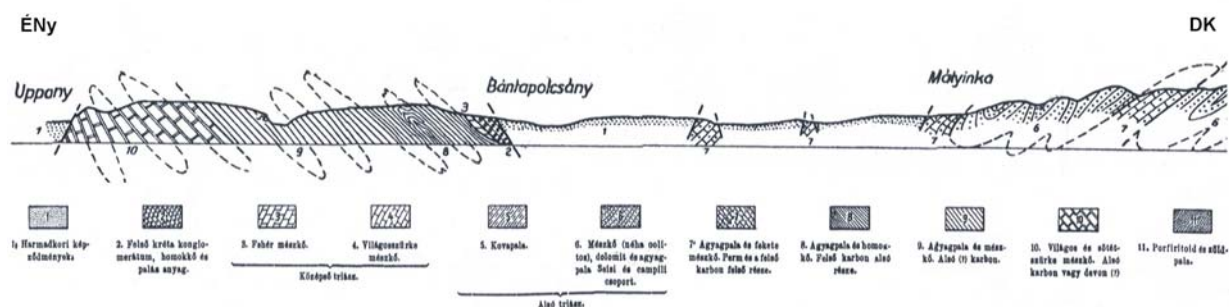
### **2.2.1. Upponyi-egység**

Az Upponyi-hegységről szóló első földtani említés BÖCKH (1867) művében lelhető fel, amelyben a hegység közeteit egyes bükki képződményekkel párhuzamosította. A Nekézseny környéki konglomerátum-előfordulások kréta korát valószínűsítette.

SCHRÉTER (1915, 1923, 1943, 1945) többször is dolgozott a területen. 1945-ben megjelent munkájában a hegységet 3 sorozatra tagolta: (I) északi „devon(?) kristályos mészkő” (főként *Upponyi Mészkő*); (II) „alsókarbon(?) agyagpala és vele váltakozó mészkő rétegcsoport” (*Lázbérci F.*, *Abodi és Dedevári Mészkő F.*); (III) déli „alsó és felső karbon agyagpala- homokkő rétegcsoport” (*Tapolcsányi F.*). A III. sorozat déli peremén felbukkanó „világosszürke crinoideás mészkövet és diabázt” (*Strázsahegyi F.*) a triászba helyezte. A III. sorozat karbon korát az igazolta, hogy „... Miután a Bükk hegység más pontjain megállapíthattam, hogy ezek a palák a felső karbon és perm kövületeket tartalmazó

rétegcsoport fekvőjében vannak, az alsó karbonba és a felső karbon alsó részébe kell őket helyezniük.”

Szerkezetileg az Upponyi-hegységet a Bükkhöz kapcsolta, s mint „északnyugati szerkezeti egységet” tárgyalta, amelyben észlelései szerint „a rétegek kétségkívül gyűrődtek”, és — ellentétben a Bükk fő tömegével — „ÉNy-felé kissé fel-feltolódtak”. Térképén uralkodóan DK-i dőlésviszonyokat, és ÉK-DNy-i csapásirányokat tüntetett fel. SCHRÉTER (1943) a hegység belső szerkezetét ÉNy-i vergenciájú, szoros-izoklinális redők sorozataként ábrázolta szelvényén (3. ábra).



3. ábra. Részlet SCHRÉTER (1943) földtani szelvényéből Uppony és Mályinka közt.

A szelvényben a Tapolcsányi F. (8. „Agyagpala és homokkő. Felső karbon alsó része.”) fő, ÉNy-i vergenciájú gyűrődésén SCHRÉTER helyenként kisebb parazita formákat is feltüntetett. A szelvény D-i részén jól látható a Bükki-egység DK-i vergenciájú szerkezete.

A hegységet délen a Bükk fő tömegétől elválasztó „nekézsényi feltolódás” (SCHRÉTER 1943, 1953) korát a késő-kréta végére helyezte, amely feltolódás szerinte a fő gyűrődést (kora-kréta) követő szerkezeti esemény. Az északi hegységperemen is valószínűsítette az eredeti rátolódásos határt („a Vízköz devon(?) mészkőtömege feltolódott az alpi jellegű triász képződményekre”), amely feltolódásokat aztán mindkét peremen fiatal szegélytörések (miocén peremvetők) bonyolítottak tovább. Rétegtani és szerkezeti képéből az világlik ki, hogy az Upponyi-paleozoikum jelenti a Bükk aljzatát. E nézetet képviselte BALOGH (1964) bükki monográfiája is.

PANTÓ (1954) — megtartva Schréter hármas litológiai felosztását — a hegység valamennyi képződményét az alsó-karbonba helyezte, aminek indoka: „... A hegység hármas tagolódású ókori képződményei fokozatos átmenetekkel annyira egybekapcsolódnak, hogy azokat indokoltabbnak látom egy egységes üledékképző időszak termékeiként felfogni”. E felfogásban rejlő problematikát (feltehetőleg az alpi analógiákra gondolva) azonban maga is érezte: „az üledékek sorrendje ‘logikusabb’ volna, ha az agyagpala-homokkő sorozatot [Tapolcsányi F.] tekinthetnénk a karbon összlet legelső tagjának, amelytől fokozatos

átmenetek [Lázbérci F., Dedevári és Abodi Mészke F., stb.] sora vezet a tömeges féligkristályos mészkőhöz [Upponyi Mészke F.]. Ehhez azonban a hegység egész karbon tömegének átbuktatásával kellene számolnunk, aminek feltételezésére eddig semmi biztos adatunk nincs.” Gyanította tehát, hogy az „agyagpala-homokkő” sorozat (Tapolcsányi F.) idősebb a többinél, de az idézett üledéktani megfontolás („egységes üledékképződési időszak”) alapján mégis inkább a fiatalabb kor mellett foglalt állást.

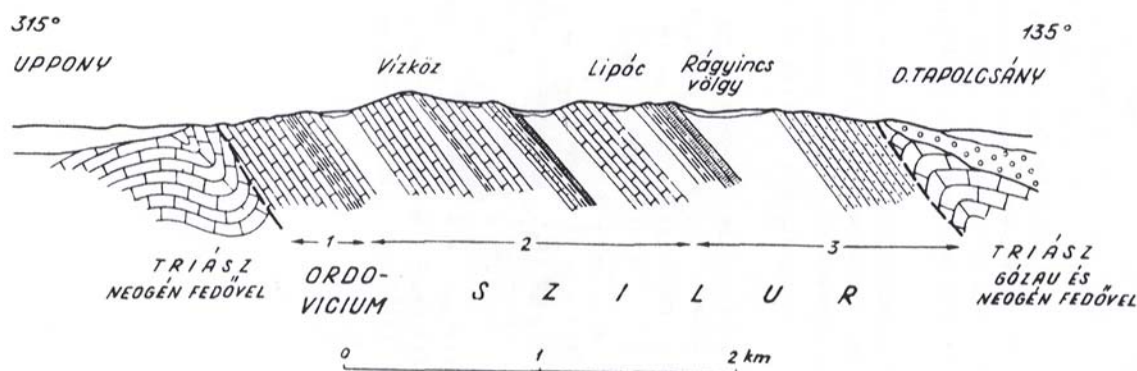
A hegység északi peremén folytatott vasérckutatói tevékenységhez kapcsolódva PANTÓ részletesen dokumentálta a kora-miocén (esetleg az utáni), ÉNy-i vergenciájú upponyi feltolódást (2.3.2.1. fejezet). A déli hegységperemről viszont — a mellékelt térképén nem jelzett — lapos dőlésű, DK-i vergenciájú feltolódás(oka)t (pikkelyeket) említett, amelyek kora „feltétlenül senon előtti”. E pikkelyzőna kapcsolatát a SCHRÉTER (1945, 1953) által leírt „nekézsenyi feltolódással” azonban nem tisztázta. A „nekézsenyi feltolódást” irányítottasága alapján az upponyi feltolódással tartotta kb. egykorúnak. Hangsúlyozta a hegység képződményeinek erős gyüredezettségét és pikkelyes szerkezetét. Az „agyagpala-homokkő” rétegcsoport egyes feltárásaiból leírta a palásság és rétegzés jelentősen eltérő helyzetét („a palásságra csaknem merőleges — színezésben és szemcsenagyságváltozásban nyilvánuló — csíkozottság figyelhető meg”), azonban e megfigyeléseket szerkezeti szempontból nem elemezte.

BALOGH & PANTÓ (1954) ugyancsak a hegység fő sorozatainak folyamatos üledékes átmenetét valószínűsítették. Négy szerkezetfejlődési fázist különítettek el: (I) ÉNy-i vergenciájú, ismeretlen korú gyűrődés és pikkelyeződés („ősi mozgásirány”), (II) D-i irányú, pre-szenon pikkelyeződés, (III) kora miocén (vagy az utáni) ÉNy-i vergenciájú rátolódások (ide sorolják az „upponyi- és nekézsenyi rátolódást” is), (IV) késői vetők. A Tapolcsányi Formáció agyagpaláiban mért, uralkodóan DK-i dölésekről megállapították, hogy azok „javarészt a palásság dölései”. Mikroszerkezeti észleléseik alapján az upponyi kőzetek a bükki képződményeknél erősebben metamorf jellegét határozták meg (pl. a *Rágyincsvölgyi Homokkőben*: „... jól látható a kötőanyag irányítottasága; ilyenkor a kvarcsemek is egyirányban megnyúltak.”)

JÁMBOR (1961) hangsúlyozta az Upponyi- és Szendrői-paleozoikum alapvonásaiban igen hasonló szerkezeti jellegét, ugyanakkor a két egység sorozatait nem tartotta párhuzamosíthatónak a litológiai összevetés alapján.

NOSKENÉ FAZEKAS (1973) közzétani és mikroszerkezeti leírást adott a hegység képződményeiről, észleléseit azonban ő sem kapcsolta össze a terepen megfigyelt

szerkezetekkel. A Rágyincsvölgyi Homokkőből elsőként írt le kloritoidot, amelyet törmelékes eredetűnek minősített. A cikkében közölt földtani szelvény „klasszikus monoklinális” szerkezeti felfogást tükröz (4. ábra): a hegység legnagyobb részét komolyabb gyűrődésektől mentes, egységesen DK felé dőlő, folyamatos rétegsorként ábrázolta (vö. SCHRÉTER (1943) szerkezeti modelljével, 3. ábra).



**4. ábra.** Földtani szelvény az Upponyi-hegységen át (NOSKENÉ FAZEKAS 1973, NAGY & KOSÁRY alapján).

Az Upponyi-hegység belső szerkezetében gyűrődés és feltolódás csak a hegység déli peremén látható, ugyanakkor a tektonikusan kapcsolódó rudabányai-típusú mezozoikumban intenzív gyűrődés észlelhető. A hegység képződményei a szelvény szerint javarészt az ordovíciumba és a szilurba tartoznak.

ÁRKAI et al. (1981) és ÁRKAI (1982, 1983) munkái tisztázták az Upponyi-egység kezdeti regionális metamorf jellegét és termodinamikai körülményeit. A képződmények metamorfózisa átmeneti jellegű az anchi- és epizóna határán, kb. 300–350°C és 2,5 kbar hőmérséklet- és nyomásértékekkel jellemezhető. ÁRKAI et al. (1981) és ÁRKAI (1982, 1983) a törmelékes eredetű leírt kloritoid (NOSKENÉ FAZEKAS 1973) metamorf keletkezése mellett foglalt állást.

ÁRKAI et al. (1995) fehér csillámon végzett geokronológiai vizsgálatai (K/Ar) alapján a metamorfózis kora kréta (eolpi fázis): az átlagolt koradat 118±14 Ma (max. 133±5 Ma, min. 97±4 Ma). A cirkonon végzett hasadványnyom-analízisek átlaga 99±7 Ma (max. 107±14 Ma, min. 90±11 Ma). E korok a metamorfózis hőmérsékleti maximumát követő hűlési korokként értelmezhetők.

IVANCSICS & KISHÁZI (1983) — az alapszelvény-program részeként — részletes litológiai-petrográfiai jellemzést közöltek a hegység néhány, törmelékes üledékes eredetű kőzeteket feltáró szelvényéről (elsősorban a Tapolcsányi-alegységből). A Rágyincsvölgyi Homokkőben, illetve az annak közvetlen szomszédságában feltárt metaaleurolitban talált

kloritoidot — akárcsak ÁRKAI et al. (1981) és ÁRKAI (1982, 1983) — metamorf eredetűnek határozták meg.

A hegység képződményeinek korát a korszerű őslénytani (főként Conodonta) vizsgálatok eredményei (KOZUR & MOCK 1977; KOVÁCS 1981, 1983a, 1989a-b, 1994 (in: Fülöp 1994); KOVÁCS & VETŐNÉ ÁKOS 1983; KOVÁCS & PÉRÓ 1983a-b; KOVÁCS et al. 1983; KOZUR 1984) helyezték teljesen új megvilágításba. Ezek alapján a korábbiaknál jóval bonyolultabb földtani-szerkezeti kép bontakozott ki, amelyet jól szemléltetnek az újabb paleontológiai adatokat, valamint KOVÁCS S. részletes (1:10000-es méretarányú) térképezésének eredményeit összefoglaló földtani térképek (KOVÁCS 1983b, LESS et al. 2002).

CSONTOS (1989) a hegység fontosabb feltárásainak terepi vizsgálata alapján adott szerkezetföldtani elemzést, s az alábbi deformációs eseményeket különítette el:

(1) Rétegzéssel párhuzamos első palásság kialakulása, amely feltételezése szerint kisebb aszimmetrikus, közelítően fekvő geometriájú, izoklinális redőkhöz kapcsolódhatott. E redők az eredeti rétegsorrendet feltételezése szerint nagyobb léptékben nem módosították.

(2) Térképileg is jelentős, többnyire álló geometriájú, nyílt-szoros redők képződése, általában jól fejlett tengelysíkalássággal. E fázishoz tartozó szerkezetek szabják meg lényegében a feltárások zömének képét. E két képlékeny deformációs fázist kréta korúnak minősítette.

(3) Többfázisú töréses szerkezetalakulás (főként ÉK-DNy-i csapású oldalelmozdulásokkal) és utólagos redők képződése, amelyekből — tengelyirányaik alapján — három generációt is elkülönített. Ez utóbbiak azonban nem befolyásolták lényegesen a korábbi szerkezeteket. Az utólagos redők képződését a miocénbe helyezte, amire a redőtengelyirányok és töréses szerkezetekből származtatható feszültségkép elemzése, illetve a redőződés stílusa alapján következtetett.

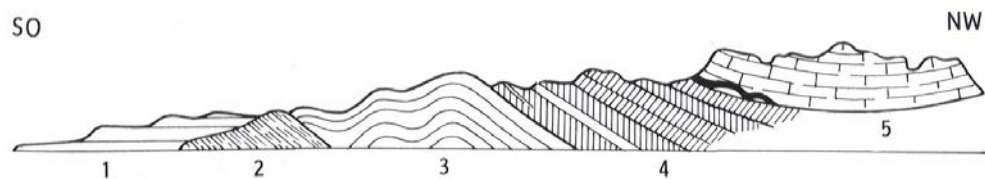
A Tapolcsányi- és Lázberci-alegységek azonos jellegű szerkezetalakulását állapította meg, és feltételezte, hogy az északi Lázberci-alegység rétegsora eróziósan hiányzik a déli alegységről.

### **2.2.2. Szendrői-egység**

A Szendrői-hegység első említése HOCHSTETTER (1856) nevéhez fűződik, aki a képződményeket — alpi analógiák alapján — a paleozoikumba (felső-karbon, illetve devon) sorolta. ÉNy-DK-i irányú szelvényén, amely északi részén magába foglalta Aggtelek-Rudabányai-hegység képződményeit is, a paleozoos és mezozoos összletekben egyaránt



feltüntetett gyúrt szerkezeteket (5. ábra). A területen uralkodóan ÉNy-ias rétegdőléseket jelzett, a szelvényen vázolt szerkezeti kép DK-ies vergenciát sugall.



1. Diluvium und Tertiärgebilde (Neogen). 2. Urthonschiefer (mit krystall. Kalk). 3. Steinkohlenformation ? (Kohlenkalk, wie in den Südalpen). 4. Bunter Sandstein und Muschelkalk (Werfenerschiefer und Gutensteiner – kalk der Alpen). 5. Oberer Muschelkalk ? (Hallstätterkalk der Alpen) mit Höhlen.  
(2.-3. = a szendrői paleozóos alaphegység formációi; a szerző megjegyzése).

**5. ábra. HOCHSTETTER (1856) földtani szelvénye a Szendrői- és az Aggtelek-Rudabányai-hegységen át (in: FÜLÖP 1994).**

Az ábrázolt dőlésviszonyok DK-i vergenciájú szerkezeti mozgásokra utalnak.

A hegység első földtani térképezését BÖCKH (1867) és FOETTERLE (1868) végezték, eredményeiket HAUER (1869) foglalta össze. Ő írta le elsőként a — későbbi kutatók által is többnyire átvett — három, közettanilag definiált, egységesen DK felé dőlő, karbonba sorolt sorozatot.

FÖLDVÁRI (1942) a hegység ÉNy-i részéről közölt részletes földtani térképet, amelyen a képződményeket három sorozatba helyezte: „I. Alsó-karbon kristályos mészkő és cippolino” (*Rakacai Márvány, Abodi és Verebeshegyi Mészkő F.*), „II. Felső-karbon homokkő-palaszorozat” (*Szendrői Fillit F.*) és „III. Felső-karbon mészkő-pala sorozat” (*Szendrői és Abodi Mészkő F.*). A hegység É-i és D-i részén jellemző mészkővonulatok közt középső helyzetet elfoglaló, „erősen gyúrt homokkő-pala sorozatot” tartotta a legfiatalabbnak. Ez a felfogás — csupán a relatív korviszonyokat tekintve — megegyezik a modern őslénytani vizsgálatokból származó, jelenlegi földtani képpel. SCHRÉTER (1929) munkáját követve Földvári is egységes üledékciklust tételezett fel a „tisza mészkő fáciestól a lemezes mészkövön és palán keresztül a parti homokkő fáciesig”, s megállapította, hogy „...A ‚homokkő-pala’-sorozat közvetlen rátelepülése a fehér kristályos mészkőre a felvett területen nem látható”, érintkezésük így (legalábbis Meszes környékén) „tektonikai eredetű, diszkordáns”.

FÖLDVÁRI (1942) a három sorozatot tektonikusan elhatárolt, ÉNy-i irányban egymásra tolt pikkelyként ábrázolta szelvényén (6. ábra). E pikkelyek belső szerkezetét többnyire egységes DK-i dőlés jellemzi, csupán a középső helyzetű „felső-karbon homokkő-palaszorozatban” jelzett ÉNy-i vergenciájú redőket. A felvett területről elsőként említett



(*Szendrőládi Mészke F.*) sorozatok egykorúságát hangsúlyozta, s ezeket a hegység északi és déli részén előforduló „fehér és világosszürke, kristályos-szemcsés mészköveknél” (*Rakacai Márvány, Bükhegyi Márvány és Abodi Mészke F.*) fiatalabbnak tartotta („fiatalabb üledékcsoportokat a hegység közepe táján találjuk”). A Gadna és Szendrő környékén előforduló grafitos agyagpalákat egyaránt a homokkő-agyagpala csoporthoz (*Szendrői Fillit F.*) sorolta. Ő említett elsőként két gyűrődési fázist, amelyek közül az idősebbet perm utánra, a fiatalabbat, amelyet kisebb mértékű pikkelyeződés is kísért, a kréta közepére (ausztriai fázis) helyezte.

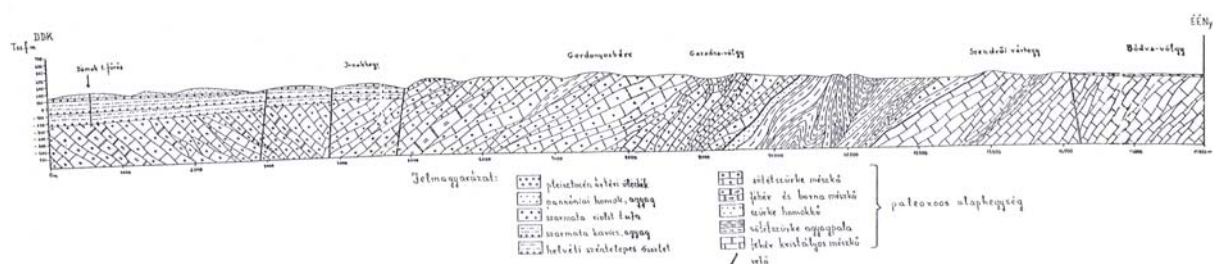
REICH (1952) a hegység keleti részét vizsgálta, s minden képződményt egy felsőkarbon-alsóperm üledékciklus termékének tekintett, amelyre nála is KOLOSVÁRY (1951) határozása adott okot. Megítélése szerint az északi „fehér kristályos mészkőből” (*Rakacai Márvány F.*) a rátelepülő „krinoideás mészpala” (*Kopaszhegyi Mészke és Verebeshegyi Mészke F.*) fokozatos átmenettel fejlődött ki. A „homokkő-pala” sorozatot (*Szendrői Fillit F.*) vékony kvarcitvonulat osztja ketté, amely egyben fontos feltolódási vonalat is jelöl. Felismerte, hogy az e sorozatban települő „krinoideás mészkőpadok [*Szendrői Fillit olisztosztróma szintjei*] eredetükre és szerkezeti helyzetükre nézve a kristályos mészkő fedőjében levő krinoideás mészpálaktól [*Verebeshegyi és Kopaszhegyi Mészke F.*] eltérnek”.

REICH (1952) definiálta először a Rakacai és az Abodi szerkezeti alegységeket is (melyek némi módosítással ma is használatosak), továbbá az utóbbi kismértékű rátolódását a „helyben levő rakacai egységre”. Az áttolódási síkot a már említett, Gagybátor–Királykút-pusztai telérkvarcit-vonulat jelöli ki, tehát a fő szerkezeti határt a „homokkő-pala” sorozaton belülré helyezte. Hangsúlyozta a DK-i dőlésviszonyokat, s — Földvárihoz hasonlóan — az északi „kristályos mészkő-vonulat” (*Rakacai Márvány, Abodi Mészke, Kopaszhegyi Mészke és Verebeshegyi Mészke F.*) és a „homokkő-pala” sorozat (*Szendrői Fillit F.*) tektonikus érintkezése mellett foglalt állást. Az Abodi-egységhez keletről csatlakozik a „peremi agyagpala-sorozat” (*Irotai F.*), amely a „visszaredőződés hatására egyenletes lefutású szinklinálisba gyűrődött”. A szerkezetalakulás (gyűrődés) korát középső-, felső-permre helyezte (saali-pfalzi fázis). A cikkben hivatkozott szelvényt azonban nem közölte, így igazán pontos kép nem alkotható szerkezeti elképzeléseiről.

JÁMBOR (1958) máig kitűnően használható, 1:25000 méretarányú földtani térképet közölt a hegységről, s az egyes képződmények részletes leírását adta (JÁMBOR 1961). A hegység három fő sorozatát ő is egy üledékképződési ciklus eredményének tekintette, amelyre az egyes sorozatok közötti — jól nyomozható — eredeti rétegváltakozásos átmenet szolgált

bizonyítékul. Mivel a III. sorozatból (főként *Szendrőládi Mészke F.*) az újabb őslénytani határozások — előzetesen — középső-devont kort szolgáltatottak, a rétegtani fekvőnek tekintett I. és II. sorozat (főleg *Rakacai Márvány, ill. Szendrői Fillit F.*) ennél idősebb korát (alsó-devon) valószínűsítette.

JÁMBOR (1958) a hegységet átszelő földtani szelvényén az egyes sorozatok határán éles kontaktusokat jelzett (7. ábra), azonban — FÖLDVÁRI (1942) és REICH (1952) véleményével szemben — nem tételezett fel ezek mentén számottevő pikkelyes elmozdulást, hanem csak az eltérő kőzetminőségből szükségszerűen adódó, kismértékű elcsúszással számolt. A szelvényen eltérő jellegű gyűrt szerkezeteket ábrázolt az egyes sorozatokban: a hegység déli részét (a Szendrőládi Mészke elterjedési területén) egy viszonylag tág szinklinális foglalja el, amelynek tengelye kb. Szendrőládnál húzódik. E szerkezet északi szárnyán (a Garadna-völgy közelében) már néhány kisebb, szoros gyűrődés is megjelenik, majd a Szendrői Fillitben (amelyből leírta a harántpalásságot) szoros-izoklinális, néhol enyhén átbuktatott, gyakran elnyírt, egymásra pikkelyezett szin- és antiformok követik egymást. Végül északon gyűrődésektől mentes, egységesen DK felé dőlő márványsávot tüntetett fel.

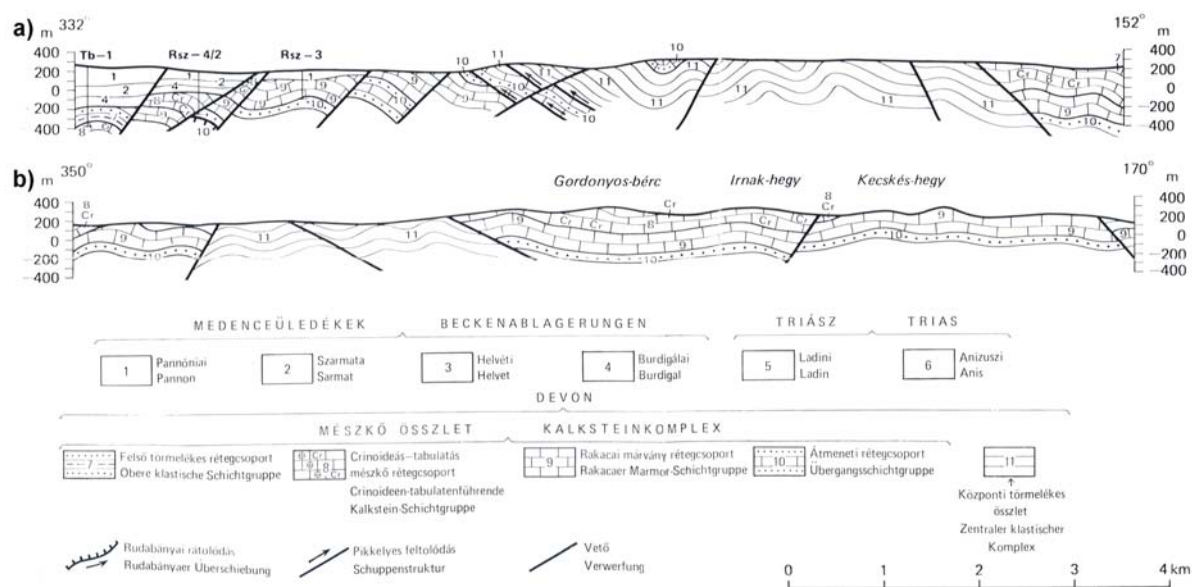


**7. ábra. JÁMBOR (1958) földtani szelvénye a Szendrői-hegységen át, a Damak-1 fúrás és Szendrő között.**

A szelvényen a legintenzívebb belső deformáció (erősen gyűrt, pikkelyes szerkezet) a Szendrői Fillitben látható, a D-i mészkővonulatot enyhébb redőződés jellemzi, míg az É-i márványsávban nincsenek gyűrt-pikkelyes szerkezetek.

RAINCSÁKNÉ KOSÁRY (1978) monográfiájában — JÁMBOR véleményéhez hasonlóan — minden képződményt a devonba helyezte, amelyek szerinte erősen deformált, nagy antiklinális szerkezetben foglalnak helyet. Ezen antiklinális központi magját az általa legidősebbnek tartott „homokkő-pala” összlet (*Szendrőládi Fillit F.*) alkotja. Ennek fedőjében helyezkednek el az északi és déli szárnyak egymással korrelálható mészkő vonulatai. Munkájában földtani és szerkezeti térképet, továbbá számos szelvényt is közölt. Ezeken a hegységet meredek (tercier) törések által tagolt, általában viszonylag tág szin- és antiklinálisok sorozataként ábrázolta, amely alapszerkezetet helyenként kisebb belső pikkelyek tesznek még bonyolultabbá (8. ábra). A fő („elsőrendű”) antiklinális tengelye kb. Szendrő-Galvács vonalában (attól kissé D-re)

húzódik, amelyhez északról és délről egyaránt további („másodrendű”) gyűrődések csatlakoznak. Szelvényein szoros gyűrődéseket csak elvétve tüntetett fel, átbuktatott redőt pedig egyáltalán nem jelzett. A térképi léptékű gyűrődések mellett hangsúlyozta a kisebb gyűrődések („harmad- és negyedrendű formák, illetve mikroredők”) elterjedtségét is.



**8. ábra.** RAINCSÁKNÉ KOSÁRY (1978) földtani szelvényei (a) a Tornabarakony–1 jelű fúrás és Irota közt (a hegység K-i részén), illetve (b) a Kis-Somos és a borsodi Várdomb között (a hegység Ny- részén).

A szelvényeken jól megfigyelhető a többnyire meredek terciér törések által tagolt, javarészt tág redőkbe gyűrűt, néhol kisebb belső pikkelyekkel komplikált szerkezet.

Szerkezetfejlődési modelljében két főbb gyűrődési fázist említett („szudétai és szávai mozgások”), azaz prealpi és alpi tektogenezist egyaránt valószínűsített, és az utóbbihoz köthető a „... képződmények ÉNy-i megtorlódása, a monoklinális szerkezet kialakulása, az e miatt bekövetkezett újraredőződés, pikkelyeződés, és harántpalásodás ...”.

RAINCSÁKNÉ KOSÁRY (1978) az egyes képződmények mindmáig legrészletesebb mikroszerkezeti leírását is adta, hangsúlyozva — a főként az agyagos kőzetekben megfigyelhető — rétegzéssel párhuzamos első palásság, és az ezzel „szöveget bezáró, erősebb krisztallizációs palásság” jelenlétét. Említést tett ugyanakkor a „rétegzéssel párhuzamos palásság viszonylag erős maradványairól” is. Kőzettani-mikroszerkezeti áttekintésében a két legfontosabb kőzetalkotó ásványt (kvarc, kalcit) szöveti jellemzőik alapján egyaránt három csoportba sorolta: (I) még felismerhető üledékes és/(vagy) diagenetikus bélyegeket mutató csoport, (II) átmeneti, de már a különböző metamorf jelenségek (ikresedés, rekrisztallizáció, stb.) által dominált csoport, (III) csak metamorf bélyegeket mutató, teljes egészében átkristályosodott szemcsékből álló csoport.

ÁRKAI (1977, 1982, 1983) részletes, modern metamorf kőzettani vizsgálatai szerint a kőzetek kistektonikus (epizónás) metamorf átalakulása kb.  $400\pm 50^\circ\text{C}$  és 2,5–3 kbar hőmérséklet és nyomás értékeken ment végbe. Ő is hangsúlyozta a kőzetek harántpalás jellegét (a rétegzéssel párhuzamos, a betemetődés során kialakuló első palásság, és az irányított nyomás hatására létrejövő, ugyanolyan ásványegyüttesű második palásság), s ezeket egy metamorf ciklus különböző fázisainak tekintette.

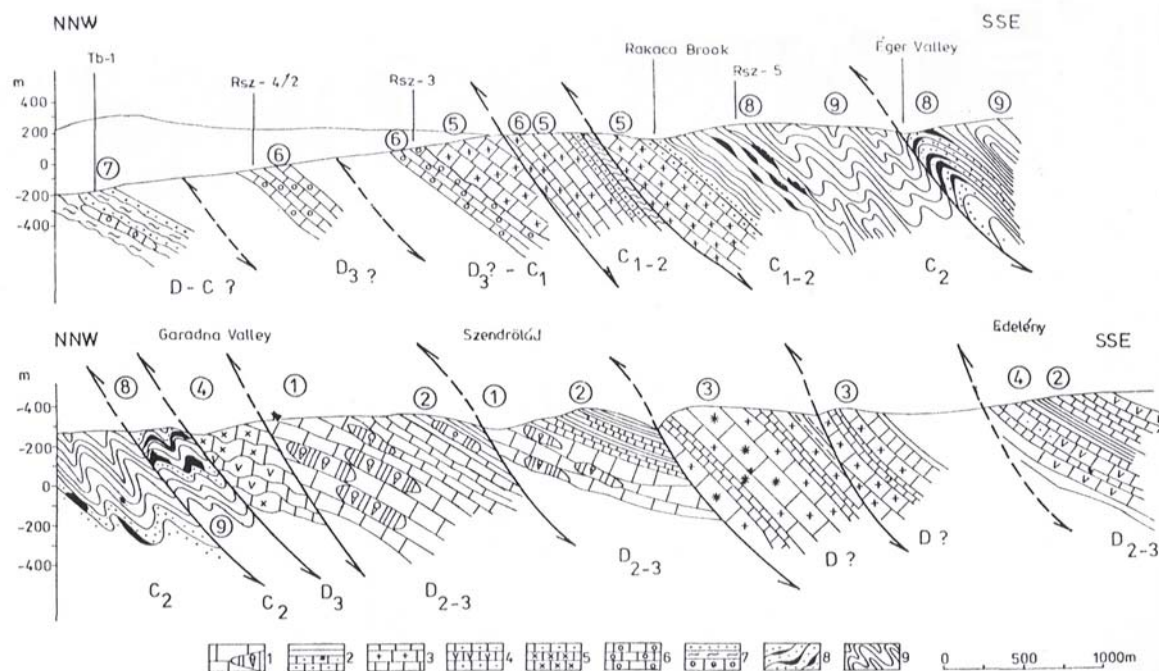
ÁRKAI et al. (1995) fehér csillámon végzett geokronológiai vizsgálatai (K/Ar) alapján a metamorfózis az eoalpi (kréta) tektogenezishez köthető: az átlagolt koradat  $108\pm 8$  Ma (max.  $118\pm 5$  Ma, min.  $98\pm 4$  Ma). A cirkonon végzett hasadványnyom-analízisek átlaga  $97\pm 8$  Ma (max.  $106\pm 15$  Ma, min.  $90\pm 14$  Ma). A szerzők mindkét kort a metamorfózis hőmérsékleti maximumát követő hűlési korként értelmezték. Bár a kapott korok kizárólag alpi hatást jeleztek, ez nem zárja ki egy pre-alpi, ugyancsak kistektonikus (vagy annál gyengébb) metamorf esemény jelenlétét, de — amennyiben ilyen hatás valóban létezett — az alpi áthatás következményeként már nem mutatható ki.

MIHÁLY (1972, 1976, 1978, 1982), KOVÁCS (1983a, 1994), KOVÁCS & KOZUR (1980) és KOVÁCS et al. (1983) új őslénytani (korall és Conodonta) vizsgálatai hoztak igazi áttörést a képződmények korát illetően, jóllehet a kőzetek paleozoikumba tartozását már a legelső, XIX. századi kutatók is felismerték. E vizsgálatok — a később tévesnek bizonyult határozások után (KOLOSVÁRY 1951, SZLAVIN 1962, HAJÓS 1971) — a középső-, felső-devon és alsó-, középső-karbon képződmények igen változatos térbeli helyzetét igazolták, ami a korábban feltételezettnél lényegesen bonyolultabb üledékföldtani és szerkezeti jellegre világított rá.

A hegység részletes kutatásának utolsó fázisában (1985-1990) KOVÁCS, PÉRO és SZENTPÉTERY a hegység újratérképezését végezték el (1:10000 méretarányú felvétellel), amelynek eredményei — erősen tömörítve — jelentős részben FÜLÖP (1994) munkájában jelentek meg. A kutatások terméke a hegység paleozoos képződményeinek eddigi legrészletesebb üledékföldtani modellje is (KOVÁCS & PÉRO 1983a-b, KOVÁCS 1992)

KOVÁCS & PÉRO (1983a-b) földtani szelvénye számos kisebb, ÉNy-i vergenciájú pikkelyre bontotta a hegységet (9. ábra), és a központi helyzetű Szendrői Fillitet erősen gyűrtpikkelyezett sorozatként ábrázolta. Az ismertetésben bemutatott szelvények közül számos vonatkozásban ez a munka tükrözi vissza legjobban a Szendrői-paleozoikum rendkívül összetett belső szerkezetét. Ugyanakkor bonyolult geometriájú, átbuktatott redőket e modell is csak a Szendrői Fillitben ábrázol, míg az északról és délről csatlakozó mészkőszávok belső szerkezetét a pikkelyek uralják. A korábbi szerkezeti elképzelésekhez képest az egyik fő

különbséget a nagyszámú belső feltolódás által definiált, erősen pikkelyes szerkezet jelentette (vö. FÖLDEVÁRI 1942, JÁMBOR 1958). Ebből fakadóan a modell igen jelentős mértékben csökkentette az egyes litosztratigráfiai egységek korábban feltételezett, eredeti vastagság értékeit (vö. JÁMBOR 1961, RAINCSÁKNÉ KOSÁRY 1978).



1, dark bluish-grey limestones with coralline bioherms (Szendrőföld Limestone Formation;  $D_2$ ); 2, dark bluish-grey limestones (partly with crinoids), bluish-grey shales-calcschists (Szendrőföld Limestone Formation;  $D_{2-3}$ ); 3, yellowish-white, massive crystalline limestones (Uppony Limestone Formation; ? $D$ ); 4, yellowish-white marbles, greenish metatuffitic limestones and phyllites (Abod Limestone Formation;  $D_3$ ); 5, grey-bluish-grey stripped marbles on the uppermost part finer grained, dark bluish-grey and pale reddish brown crinoidal limestones (Rakaca Marble Formation  $C_{1-2}$ ); 6, dark bluish-grey crinoidal limestones ( $D_3$ ); 7, dark bluish-grey limestones phyllites metasandstones ( $D-C?$ ); 8, phyllites metasandstones with limestone olistostromes and allodapic limestone banks (Szendrő Phyllite Formation;  $C_2$ ); 9, phyllite (Szendrő Phyllite Formation;  $C_2$ ).

**9. ábra. KOVÁCS & PÉRO (1983a) földtani szelvénye a Tornabarakony-1 jelű fúrás és Edelény között.**  
A szelvény szembeötlő jellegzetessége a nagyszámú belső feltolódás által definiált, erősen pikkelyezett szerkezet.

### 2.2.3. Összefoglalás

A XIX. század második felében meginduló földtani kutatások az upponyi és szendrői pretercier összletek paleozoos korát állapították meg, jóllehet a rétegtani besorolás sokáig csak az alpi analógiákra támaszkod(hat)ott. Az utóbbi három évtized korszerű (mikro)paleontológiai kutatásainak eredményei azonban rávilágítottak a csupán litológiai-rétegtani analógiákon nyugvó — megbízható őslénytani adatok nélkül végzett — korbesorolás komoly veszélyeire. A széleskörű őslénytani vizsgálatok ellenére mindkét egységben található olyan litosztratigráfiai egységek, amelyek kora — ősmaradványok híján — egyelőre bizonytalan (l. 2.3.2.2., 2.3.3.2.

*fejezetek, illetve I. Függelék*), így rétegtani besorolásuk, tagolásuk és szerkezeti pozíciójuk nem tekinthető lezárt kérdésnek.

Az újabb őslénytani kutatások azonban nem csak a képződmények korviszonyait tisztázták, hanem elsőként kontúrozták az egységek rendkívül összetett belső szerkezetét is. E vizsgálatok eredményei egyértelműen cáfolták a szakirodalomban sokáig elterjedt, egységesen DK felé dőlő „monoklinális sorozatok” koncepcióját, amelynek alapját a folytonos üledékképződés, valamint az üledékek dél felé történő folyamatos fiatalodásának — mint kiderült: helytelen — feltételezése jelentette.

A bemutatott szelvényekből és a leírásokból jól kitűnik, hogy a részletesebb földtani vizsgálatok XIX. századi megindulásától szinte minden kutató hangsúlyozta a gyűrődések jelenlétét a területen. Ugyanakkor **az egységek egészét meghatározó gyűrt alapszerkezetet** csak SCHRÉTER (1943), RAINCSÁKNÉ KOSÁRY (1978), illetve CSONTOS (1989) munkái jeleztek. A szerzők nagyobbik része csak kisebb — többnyire inkompetens képződményekből álló — szerkezeti részletek redőződésével számolt, s inkább a geometriailag (viszonylag) egyszerűbben leírható, pikkelyes modelleket részesítette előnyben.

A kutatások szerkezeti adatait és eredményeit közelebbről is vizsgálva szembeötlő, hogy bár az egyes szerzők számos alkalommal tettek említést a rétegzéstől eltérő helyzetű palásságról, mégis az eddig közölt térképek kivétel nélkül csak rétegdőléseket ábrázoltak (nem ritkán összemosva a palássággal). A harántpalás szerkezet elemzése — néhány általános jellegű megállapítástól eltekintve — gyakorlatilag nem épült be a különféle szerkezeti modellekbe. A belső szerkezet pontos jellemzése szempontjából ugyancsak lényeges vonalas elemekről csak elvétve bukkan fel egy-egy utalás a területről szóló szakirodalomban. A kutatók többsége az egységek szerkezeti felépítésének megítélésében alapvetően az egyes közetsorozatok litológiai kifejlődésére és érintkezésük jellegére, valamint a sorozatok — többnyire csak feltételezett — korviszonyaira támaszkodott. PÉRÓ és CSONTOS kutatási eredményei e vonatkozásban rendkívül fontos előrelépést jelentettek, hiszen a bonyolult belső szerkezet leírását korszerű szerkezetföldtani módszertan következetes alkalmazásával végezték el.

E vázlatos áttekintés alapján is jól körvonalazhatók azok a kérdéskörök és feladatok, amelyek tisztázását és legalább részbeni megoldását munkám során megkíséreltem, és amelyeket bővebben a 3. fejezetben ismertetek.



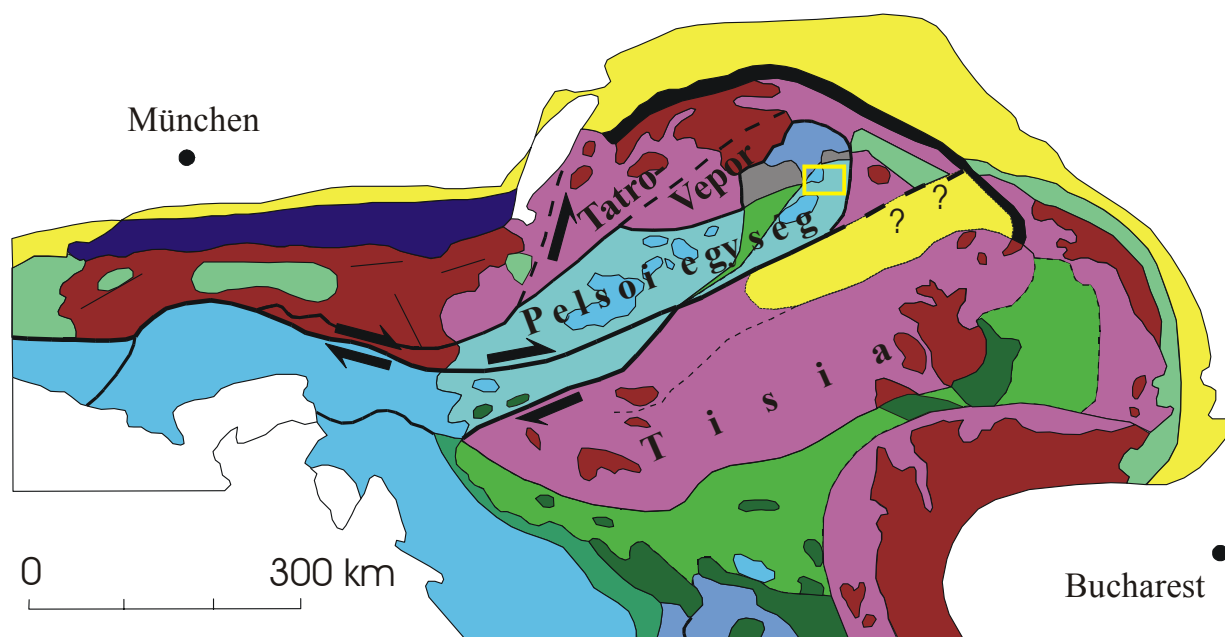
### 2.3. A terület földtani felépítése

E fejezet az Upponyi- és Szendrői-egységek nagyszerkezeti helyzetét (2.3.1. fejezet), határoló tektonikai elemeit és vázlatos földtani felépítését tekinti át (2.3.2. és 2.3.3. fejezetek). A rétegsorok bővebb ismertetését az I. Függelék tartalmazza, amelynek összeállításánál elsősorban KOVÁCS (1992) és FÜLÖP (1994) munkáira támaszkodtam.

A jelenlegi földtani kép fontosabb megoldatlan kérdéseit a 2.3.2.2. és 2.3.3.2. fejezetek mutatják be. Néhány — vitatható besorolású — képződmény korábbiaktól eltérő térképi ábrázolásának indokait ugyancsak e fejezetekben tárgyalom.

#### 2.3.1. Nagyszerkezeti helyzet

A Kárpát-Pannon régió nagyszerkezeti felosztásában a vizsgált paleozoos összletek a tercier ALCAPA blokk (CSONTOS et al. 1992, NEUBAUER 1992) Pelsoi-egységének (FÜLÖP 1994) részelemeit képezik (10. ábra).



10. ábra. A vizsgált terület (sárga téglalap) nagyszerkezeti helyzete KOVÁCS et al. (2000) szerint.

A tanulmányozott területet kissé közelebről tekintve: a Szendrői- és Upponyi-paleozoikum a főként földtani értelemben használt Gömör-Bükk régió (Gömör-Szepesi-Érc-hegység és a Bükk-hegység közti terület) része, amely számos — egykori ösföldrajzi és jelenlegi tektonikai kapcsolataik vonatkozásában erősen vitatott — szerkezeti egységet foglal magába. KOVÁCS et al. (2000) szerint a régió Magyarországon feltárt tektonikai elemei két nagyobb egységbe csoportosíthatók: a „Bükkia terrén” a Bükki Parautochtont, a Szarvaskői- és

Darnói-takarót, valamint feltételezeten a Szendrői- és Upponyi-egységeket, míg az „Aggtelekia téren” az Aggtelek-Bódva (Szilice s.l.), a Torna- és a Bódva-völgyi (Mellétei)-egységeket foglalja magába (11. ábra).



11. ábra. Északkelet-Magyarország pretercier képződményeinek áttekintő földtani térképe. Módosítva BALOGH (1963) után.

A tágabb régió igen fontos tektonikai eleme a szlovák területen feltárt Gömörikum, amely jelenleg az „Aggtelekia téren” egyes elemeinek és néhány további tektonikai egység (Barkai- és Sztracenai-takarók) szerkezeti fekjét alkotja.

A felsorolt szerkezeti egységek határai hazai területen gyakran bizonytalanul definiáltak, ami elsősorban a pretercier aljzat gyenge feltártságából, másrészt pedig a megbízható elkülönítésre alkalmas geofizikai adatok hiányából fakad (2.4.4. fejezet). Az egyes egységek közti elsődleges, a kréta szerkezetalakuláshoz kapcsolható kontaktusok csak ritkán őrződtek meg, ami elsősorban a területet ért többfázisú késő-kréta–miocén töréses (főként eltolódásos) tektonika következménye.

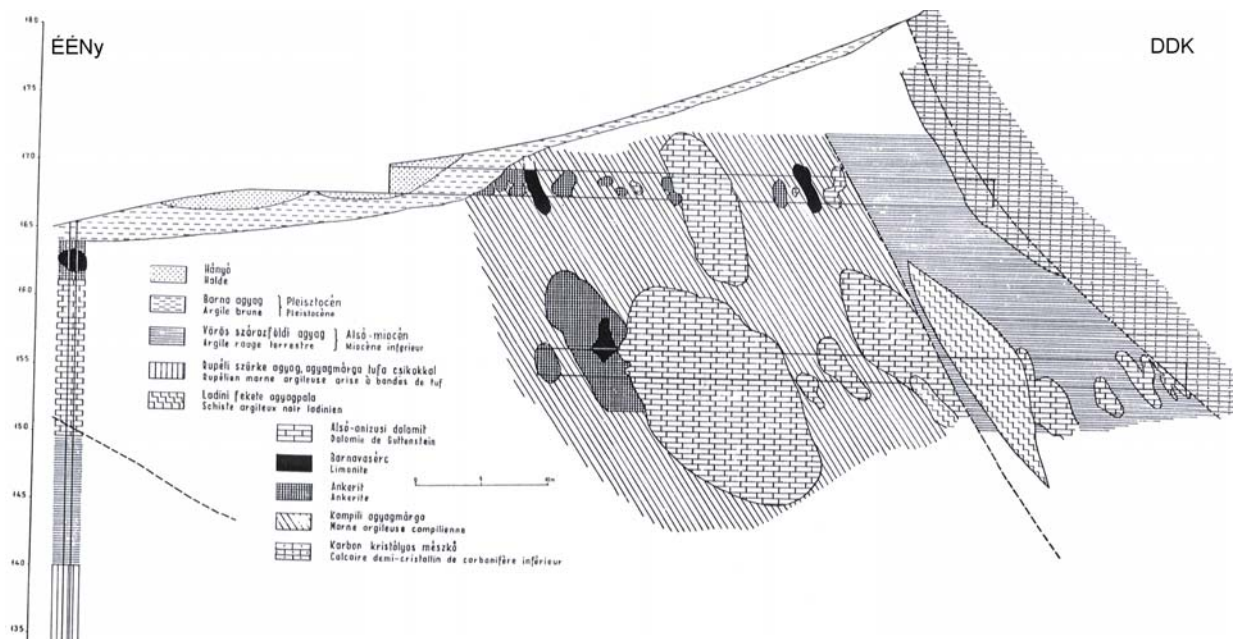
Az ismertetett egységek közti legfontosabb földtani összekötő kapocs, hogy valamennyien az egykori neotethysi régió különböző szerkezeti-faciális elemeit alkotják, s tektonometamorf fejlődéstörténetük — bár eltérő módon — a Neotethys („Mellétei-”, illetve „Vardar”-óceán) júra korú bezáródásához, szubdukciójához(-obdukciójához?), illetve az ezt követő kréta kollízióhoz kapcsolódik.

### **2.3.2. Upponyi-paleozoikum**

#### **2.3.2.1. Határok és elterjedés**

Az Upponyi-paleozoikum teljes egészében a Darnó-zónán belül helyezkedik el (11. ábra, vö. 2.4.2. fejezet). Északon a viszonylag meredeken DK felé dőlő „upponyi feltolódás” (SCHRÉTER 1945; PANTÓ 1954, 1956) határolja el a paleozoos képződményeket a rudabányai-típusú, eredeti helyzetükből teljesen elszakított, többnyire oligocén–alsó-miocén képződményekbe „belegyűrt”, kisebb triász blokkoktól (12. ábra). E törés mentén a paleozoikum kisebb mértékben rátolódott az előtéri terciér képződményekre is (vö. 2.4.3. fejezet). PANTÓ (1956) szelvénye alapján a feltolódás kora bizonyosan kora miocén utáni, illetve azzal kb. egyidejű. Ezen szerkezeti esemény tehát a Darnó-zóna miocén aktivitásához kötődik. Felszínen kisebb foszlányokban (Csernely-völgy bejárata, upponyi vadászház felett) jól tanulmányozhatók a töréshez kapcsolódó vetőkőzetek is (kataklázitok-vetőbreccsák; 13. ábra).

A fentiekkel teljesen megegyező jellegű érintkezést tártak fel az 1949-51 közt mélyült vasérckutató fúrások és kisebb bányavágatok a Zsinnye ÉNy-i oldalán (PANTÓ 1956), valamint a Csernely-völgy bejáratánál mélyült U-12 fúrás is (I. II. sz. melléklet). Ez utóbbi a paleozoos képződmények (5–178,1 m) alatt — kb. 25 m vastag, triász tömböket is tartalmazó, tektonikus zóna (178,1–203 m) harántolása után — inverz helyzetű terciér (kiscelli-egri) rétegsort tárt fel (203–227,7 m). A fúrás a terciér képződmények alatt 227,7 m-től újra (erősen tektonizált) paleozoikumba jutott, amelyben 251,5 m talpmélységben állt le (PELIKÁN, szóbeli közlés).



**12. ábra.** Az upponyi rátolódás szelvénye PANTÓ (1956) szerint Upponyi község D-i határában („Bánya”). Az ábra jobb oldalán két vasérckutató bányavárat szelvénye, a bal oldalon pedig az U-VIII fúrás rétegsora látható. A paleozoos kőzetek meredek DK-i dőlésű feltolódási sík mentén érintkeznek a fiatalabb képződményekkel.



**13. ábra.** Erősen kataklázosodott Lázberci Mészkő polírozott felszíne (U-1, az Upponyi-szoros ÉK-i oldalából).

A kataklázosodás a palásságot átmetsző, vastag karbonáttereket is érintette. Az erek tehát a képlékeny deformáció után, de még a kataklázosodás előtt képződtek. A kataklázosodás a Darnó-zóna menti korai miocén mozgásokhoz köthető.

Az Upponyi-hegység déli szegélyén, Nekézsenytől Ny-ra az ún. „nekézsenyi feltolódás” (SCHRÉTER 1945, 1953) határolja el az Upponyi-egységet a bükki képződményektől. E meredek dőlésszögű, északias irányú feltolódás mentén a bükki triász

(perm) képződmények tolódtak rá az Upponyi-paleozoikum üledékes fedőjét képező szenon Gosau konglomerátumra, tehát a mozgás kréta utáni (esetleg kréta legvégi). A feltolódást egyértelműen igazolta a Nekézseny–7 (Ne–7) fúrás rétegsora (*II. sz. melléklet*), amely a Bükk-hegységhez tartozó triász képződmények alatt — tektonikusan erősen nyírt zóna harántolása után — Gosau konglomerátumot harántolt. E feltolódás az újabb térképezési adatok alapján a Nekézsenytől Ny-ra lévő kisebb blokkban közepes szöggel DNy-nak dőlő felületnek adódott (PELIKÁN, szóbeli közlés), ami valószínűleg utólagos blokkrotációt tükröz. Nekézsenytől KÉK-re a „nekézsenyi feltolódás” nem követhető tovább, mivel az ún. „Tapolcsányi törés” (FODOR et al. 1992) veti el (vö. SCHRÉTER 1945, BALOGH & PANTÓ 1954). A geofizikai adatok alapján e hegységperemi vető a Darnó-zóna részének tekinthető (*2.4.2. és 2.4.3. fejezetek*).

A Darnó-zóna ÉK-i folytatásában az upponyi paleozoos összlethez sorolható képződményeket azonosítottak számos, Bánhorváti körzetében mélyült fúrásban (Bh–6, Bh–9, Bh–18, Bf–44/1, Bf–44/3, Bf–44/5), továbbá a Sajógalgóc–3 fúrásban is (FÜLÖP 1994). Tovább ÉK felé — viszonylag hosszabb ismeretlen szakasz után — a Rudabányai-hegység DK-i peremén néhány kisebb feltárásban bukkan fel erősen gyűrt, helyenként mangános, fekete, kovásodott agyagpala és metahomokkő (Tapolcsányi F.), valamint Abodi Mészke (LESS 1997). E területen néhány mélyfúrás is feltárta az említett képződményeket (*I. IV. sz. melléklet, illetve 2.3.3.1. fejezet*). A fúrásokban megismert szerkezeti viszonyok igen hasonlóak az Upponyi-hegység ÉNy-i szegélyének jellegéhez.

Az Upponyi-paleozoikum legdélebbi előfordulását a hegységtől kb. 4 km-re DNy-ra mélyített Lénárdaróc–2 (Ld–2) fúrásból ismerjük.

### **2.3.2.2. Litosztratigráfiai felépítés és a tagolás problémái**

Az Upponyi-paleozoikum két alegységre tagolható (*11. ábra*), amelyeket egymástól a Dédestapolcsány–5 (Dt–5) fúrás által is harántolt „Lipóc-törés” választ el (KOVÁCS 1983b). A Lipóc-töréstől északra elhelyezkedő Lázberci- (korábban: Upponyi-) alegység földtani felépítését középső-devon–középső-karbon során képződött platform és medencefáciesű karbonátos kőzetek, valamint a karbon mészkövekhez kapcsolódó agyagos mészpalák, agyagpalák és metahomokkővek határozzák meg. A Tapolcsányi-alegységben uralkodnak a bizonytalan korú (ordovícium–szilur?) sziliciklasztos képződmények (agyag- és kovapalák, metahomokkővek), amelyekhez bázisos metavulkanitok és az alegység déli peremén jellegzetes oliztosztróma-képződmények (Strázsahegyi F.) kapcsolódnak. Az alegységek áttekintő litosztratigráfiai felépítését a 14. ábra mutatja be, az egyes formációk részletes leírását az I. Függelék tartalmazza.



illetve Acritarcha-t, valamint korrodált Chitinozoa-kat és Chitinozoa töredékeket azonosított (VAIDA, szóbeli közlés). A metamorfózis és deformáció okozta átalakulás miatt pontosabb meghatározás azonban csak elektronmikroszkópos vizsgálat segítségével volna lehetséges. Mivel a Chitinozoák az ordoviciumtól a középső-devonig elterjedtek (VAIDA, szóbeli közlés), ez megerősíti, hogy a Tapolcsányi F. az alsó-paleozoikumba sorolható (KOVÁCS 1992, FÜLÖP 1994), s cáfolja a karbon korra vonatkozó korábbi feltételezéseket (SCHRÉTER 1945, PANTÓ 1954).

A **formáció tagolása** az uralkodó mennyiségű agyag- és kovapalákba betelepülő vulkanoszediment képződmények (Strázsahegyi Tag., KOVÁCS 1992) és homokkövek (Csernelyvölgyi és Rágyincsvölgyi Homokkő Tag., FÜLÖP 1994) alapján lehetséges.

KOVÁCS (1992) az említett homokköveket formáció szinten különíti el, s a rétegsor bázisára (felső-ordovicium?) sorolja őket. A Rágyincs-völgy bejáratának közelében mélyített Dt-8 és Dt-9 jelű fúrások azonban az agyagpalába települő, változó vastagságú, homokos rétegszakaszokat harántoltak (l. ÁRKAI 1978, FÜLÖP 1994). E homokkő-betelepülések kőzettanilag — meglepő módon — inkább a Csernelyvölgyi Homokkővel rokoníthatóak. A homokkő-betelepülések ismétlődése részben ugyan lehet tektonikus eredetű is, azonban a fúrások részletes rétegsorai alapján valószínű, hogy e homokkövek nem alkotják a palák bázisképződményét. Ezt támasztják alá ÁRKAI (1978) vizsgálati eredményei is: az agyag- és kovapalákban — a homokköveken kívül — ui. jelentős mennyiségű bázisos metavulkanit is települ, amelyekből származó törmelékanyag megtalálható a harántolt homokkövekben. Ez egyértelműen jelzi, hogy a homokkő és metavulkanit betelepülések az agyag-kovapala sorozatban a rétegsor szervesen kapcsolódó részeit alkotják, így a homokkövek tagozat szintű besorolása indokoltnak látszik (FÜLÖP 1994). Mindezek alapján a Tapolcsányi F. üledékképződési modelljének újragondolása is szükségesnek tűnik.

A földtani kép szempontjából problémát jelent még a Tapolcsányi Formáció elterjedési területének északi részén — igen kis részterületen — feltárt, devon (emsi-alsó-famenni) mészkő olisztolitokat tartalmazó ún. Éleskői Formáció is. E képződmény viszonya a környező agyag- és kovapalákhoz egyelőre nem kellően tisztázott, így sztratigráfiai és szerkezeti helyzete is bizonytalan.

#### Dedevári Mészkő Formáció

Bár e képződmény formáció rangú, az eddig megjelent térképek egyike sem ábrázolja, hanem az Abodi Mészkővel összevontan szerepel. Ez egyrészt a formáció terepen nehezen elkülöníthető jellegével (a fekü- és fedőképződmények — az Abodi és a Lázberci Mészkő —

litológiaiailag gyakran rendkívül hasonló), másrészt bizonytalanul ismert elterjedésével és kis vastagságával van összefüggésben. A földtani és szerkezeti térképeken feltüntettem a Conodonta adatokkal egyértelműen igazolt előfordulásokat, illetve az ezek alapján litológiaiailag feltételezhetően ide sorolható képződményeket (*II. és III. sz. mellékletek*).

### **2.3.3. Szendrői-paleozoikum**

#### **2.3.3.1. Határok és elterjedés**

A Szendrői-egység határait jóval bizonytalanabban ismerjük, mint az upponyiét. A hegység (É)Ny-i oldalán a Darnó-zóna jelenti a paleozoos összlet és a rudabányai típusú (permo)mezozoikum határát. A két egység érintkezésének a felszínen nincs érdemi feltárása. A Rb-463, Rb-464, Sze-1/3 és Sze-2/5 jelű fúrások rétegsorai szerint (*IV. sz. melléklet*) a Rudabányai-mezozoikum DK-i vergenciával meredeken rátolódott a Szendrői-paleozoikumra a Darnó-zóna mentén. FÜLÖP (1994) a rátolódást a Darnó-zóna menti kora-miocén mozgásokhoz, RAINCSÁKNÉ KOSÁRY (1978) „stájer hegységképződési szakaszhoz”, míg BALOGH (1949), BALOGH & PANTÓ (1952) és PANTÓ (1956) a kréta szerkezetalakuláshoz (ausztriai fázis) kapcsolta. SZENTPÉTERY (1988, 1997) és VARGÁNÉ BARNA & SZENTPÉTERY (2001) szintén a Darnó-zóna kora-miocén balos mozgásával hozta összefüggésbe a fúrásokban észlelt szerkezeti-rétegtani viszonyokat, amelyek szoros hasonlóságokat mutatnak az Upponyi-hegység (É)Ny-i peremét feltáró fúrásokkal (*2.3.2.1. fejezet*). Az egyetlen — első látásra lényegesnek tűnő —különbség, hogy itt a mezozoos képződmények tolódtak fel a paleozoos összletre. Ennek jelentősége azonban látszólagos, hiszen a meredek feltolódások irányítottága ellentétes is lehetett a Darnó-zóna különböző (transzpresszív) szegmenseiben a kora-miocén balos mozgások során.

A hegység K(ÉK)-i oldalán a paleozoos aljzat több lépcsőben igen mélyre zökkent a Csereháton végzett refrakciós és geoelektromos mérések alapján (ERKEL 1966, ERKEL et al. 1967). E vizsgálatok alapján vontam meg lényegében RADÓCZ (1971) a Szendrői-paleozoikum keleti elterjedésének határát, amely túlnyúlik Hernád völgyén, s a Tokaji-hegység Ny-i részén is ezen egységhez tartozó képződményeket jelez a pretercier aljzatban a miocén vulkanitok alatt. A Rakaca környéki felszíni kibúvásoktól K-re Szendrői Fillitet harántolt a Felsőgagy-1 (Fg-1) fúrás. A legkeletebbi szendrői-típusú aljzatot (olisztosztrómás Szendrői Fillit, FÜLÖP 1994) az Abaújdevecser-1 (Aud-1) fúrás tárta fel a Hernád Ny-i partján, 1245–1300 m közti mélységben.

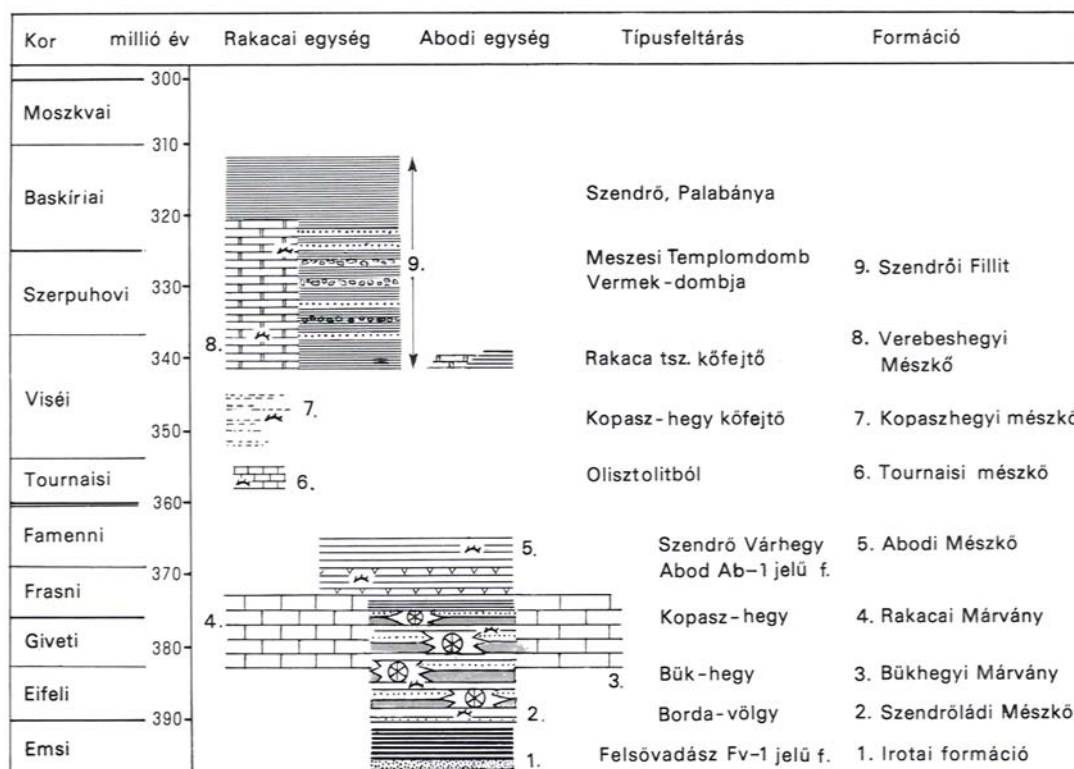


Dél felé a Bükki-egységgel való érintkezés ismeretlen, a mélyfúrási (és geofizikai adatok) hiánya miatt nem lehetséges a pontosabb elhatárolás. Az egyik legdélebbi szendrői előfordulásnak tekinthető a Sajótól D-re mélyült, Kazincbarcika-1 (Kb-1) vízkutató fúrás, amely oligocén képződmények alatt fekete, harántpalás, homokkősáros fillitet (Szendrői Fillit?) harántolt. Az innét előkerült kloritoidpalát (KOROKNAI et al. 2000b, 2003) kőzettani-mikroszerkezeti jelentősége miatt a későbbiekben részletesebben is tárgyalom (6. fejezet).

DNy-i irányban az Upponyi-paleozoikummal való kapcsolat szintén nem kellően tisztázott (vö. 7.3. fejezet).

### 2.3.3.2. Litosztratigráfiai felépítés és a tagolás problémái

A Szendrői-paleozoikum — az upponyi összlethez hasonlóan — két alegységre tagolható (11. ábra). A Rakacai-alegység felépítésében meghatározóak a középső-devon-középső-karbon platform és medencefáciesű karbonátos kőzetek, amelyekre középső-karbon metahomokkő-agyagpala sorozat települ. Az Abodi-alegységben főként középső-, és felső-devon platform és medencefáciesű mészkövek jelennek meg, kevesebb törmelékes üledékes kőzet kíséretében. A két alegység képződményeit a 15. ábra foglalja össze.



15. ábra. A Szendrői-paleozoikum Rakacai- és Abodi-alegységének rétegsora FÜLÖP (1994) szerint.

Az egyes litosztatigráfiai egységek részletes leírása az I. Függelékben található. A továbbiakban a fenti litosztatigráfiai tagolással, illetve az egyes formációk elterjedésével és korával kapcsolatos problémákat foglalom össze.

### Irotai Formáció

E formáció, amely a hegység délkeleti részén feltárt sziliciklasztos üledékeket (kovás és grafitos agyagpala, metahomokkő) foglalja magába, korát és szerkezeti helyzetét tekintve is számos kérdést vet fel. KOVÁCS & PÉRÓ (1983b) és KOVÁCS (1989b) a formációt az Upponyi-hegység Tapolesányi Formációjának feleltette meg, majd a metamorf közettani vizsgálatok (ÁRKAI & POLGÁRI 1989) alapján KOVÁCS (1992) az Irotai Formációba sorolta a képződményeket.

Alapvető kérdést jelent az Irotai F. és a Szendrőládi Mészke F. viszonya. A terepbejárások során a kérdéses területen (Irota és Gadna közt) nem sikerült olyan feltárást találni, amelyben „a kovás agyagpala” és a „fölötte települő tabulatás Szendrőládi Mészke” (FÜLÖP 1994, 16. old.) kontaktusa tanulmányozható, a két formáció kapcsolata így bizonytalan. A „kovás agyagpala” elterjedési területén a jelentékeny nagyságú (térképileg is számottevő) mészke-test jelenléte ellen szólnak az uránkutatók során mélyült, jó közelítéssel egyenes elhelyezkedésű Irota-1,-2,-3,-4,-5,-6,-7,-7a,-8,-9, a Gadna-1, valamint a Gadnán mélyült B-1 jelű mélyfúrások rétegsorai (*l. IV. sz. melléklet*), amelyek kivétel nélkül csak (grafitos) agyagpalát, kovás agyagpalát, metahomokkővet és kvarcitot foglalnak magukba. REICH (1952), JÁMBOR (1958) és RAINCSÁKNÉ KOSÁRY (1978) szintén csak törmelékes üledékes képződményeket (agyagpala, homokkő) jeleztek térképeiken. RAINCSÁKNÉ KOSÁRY (1978) a Szendrőládi Mészke fedőjeként tárgyalta és ábrázolta szelvényein e sorozatot („felső törmelékes összlet”).

Litológiai szempontból a kérdéses képződmények (agyagpala, aleurolitpala, metahomokkő, stb.) erős hidrotermás elváltozást szenvedett (kovásodás, agyagos bontás, „kilúgozás”) Szendrői Fillitként azonosíthatók. Ezt alátámasztják a Gadna környéki feltárások (Nagy-völgy, Cigány-völgy), amelyek viszonylag kevésbé elváltozott, típusos Szendrői Fillitet tárnak fel. Egy képződménysáv mellett szólnak a mért szerkezeti adatok is, hiszen csapás mentén meglehetősen egységesen (É)ÉNy-i dőlésű palásság észlelhető a kibúvásokban Gadnától egészen Szakácsi NY-i széléig (*V. sz. melléklet*). Mindezek alapján a mellékelt térképeken a kérdéses előfordulásokat a Szendrői Fillithez soroltam.

Problémát jelent azonban a Felsővadász-1 (Fv-1) fúrás rétegsora, amely a felső részén (165 és 200 m közt) kis vastagságú, tabulatás Szendrőládi Mészke betelepüléseket harántolt. E

kérdésre kínálkozik egy viszonylag egyszerű megoldás, amely a fúrásban észlelt (látszólag?) folytonos rétegátmenettel sincs ellentétben: a devon tabulátás mészkő olisztolitiként fordul elő a Szendrői Fillitben (ami a hegység más részein is ismeretes). A fúrás alsó részén megismert képződmények Szendrői Fillitként való azonosítása mellett szól továbbá a fúrásban felfelé finomodó tendenciát mutató, ritmikus homokkő-agyagpala váltakozás is (I. FÜLÖP 1994, 16.old.), ami a formációra oly jellemző turbidites üledéképződést jelez.

### Bükhegyi Márvány Formáció

A Bükhegyi Márvány szerkezeti és fácieskapcsolatainak problematikus jellegét FÜLÖP (1994) is jelezte összefoglalásában: „Az Abodi Mészkőhöz való viszonya tisztázatlan.”.

A Bükhegyi Márványhoz nagyon hasonló kőzetek a Szendrői-hegység más részein is előfordulnak: például a Kosár-domb É-i oldalán húzódó nagyjából K-Ny-i irányú völgyben, a szendrői Várhegy tetején, vagy az Abodi-völgy keleti és középső részén is. (JÁMBOR (1958) térképe ugyanolyan jelöléssel is ábrázolta e feltárásokat.) A felsorolt előfordulások — terepi tapasztalataim és a korábbi térképezések alapján is — az Abodi Mészkő Formációhoz tartoznak. Ezért a Bükhegyen feltárt „márványt” Abodi Mészkőként ábrázoltam (I. IV. és V. sz. mellékletek). Az Abodi Mészkő Formációhoz történő (vissza)sorolást az alapvető litológiai hasonlóságon túl a következő megfontolások is indokoltá teszik:

– A „klasszikus platform” értelmezés ellen szól, hogy a képződményben mélyült fúrások (Szl-1, Slz-3/a) sehol nem tártak fel egybefüggő, jól kristályos, masszív márványt, hanem vékonyabb lemezes, sárga-szürke, szericites mészkövek és márvány váltakozik (RAINCSÁKNÉ KOSÁRY 1978), így a „tisza márvány” igen kis vastagságú (max. néhány m). A szendrőládi Kecskés-hegyen feltárt, nagy tisztaságú, erősen átkristályosodott, ősmaradványban gazdag, néhány cm-es lemezekre tagolódó márvány képviselhet a közeli medencébe platformról becsúszott allodapikus mészsanyagot.

– Csapás mentén a Bükhegytől KÉK-re, a Délő-völgy oldalában típusos cipollino jellegű Abodi Mészkő és szürke Szendrőládi Mészkő található, s ugyanez igaz a közeli Kecskés-hegyi előfordulásra is.

– Mivel az Abodi Mészkő a Szendrőládi Mészkővel részben biztosan egyidejű, összefogazódó képződmény (KOVÁCS 1992), így e megoldással feloldható a Bükhegyi Márvány környező képződményekhez való bizonytalan szerkezeti és faciális kapcsolatrendszerének problémája is.

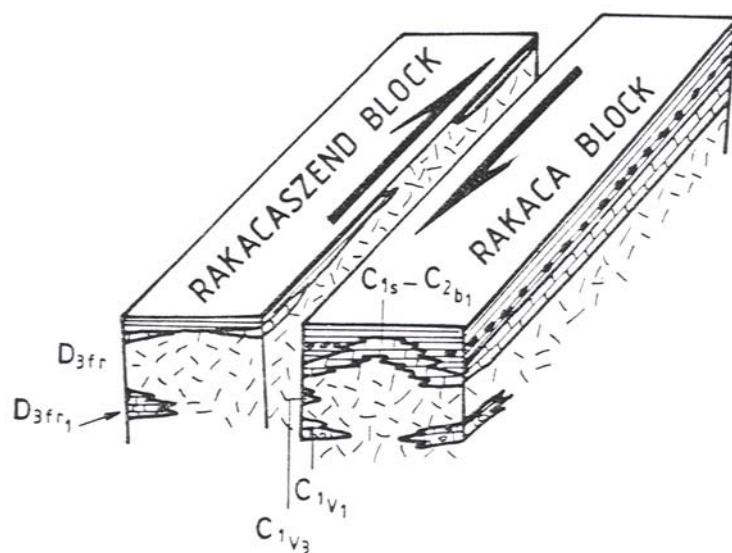
### Rakacai és Rakacaszendi Márvány Formáció

Ebben az esetben az északi márványsáv egységes (devon; FÜLÖP 1994) vagy összetett jellege (devon Rakacaszendi Márvány és karbon Rakacai Márvány; KOVÁCS 1992) jelenti a problémát (*I. Függelék*). A térképeimen is követett, „egységes (devon) márvány” koncepció mellett az alábbi érvek sorakoztathatók fel:

– A márvány(ok)ból közvetlen koradatot csak MIHÁLY (1976) közölt, aki az előkerült, rossz megtartású ősmaradványok (Crinoidea, Gastropoda) alapján az „I. sorozat” alsó-, ill. középső-devonba tartozását valószínűsítette. A „déli” márványsáv („Rakacai Márvány”) karbon korát közvetlenül igazoló biosztratigráfiai adatok nem állnak rendelkezésünkre.

– Litológiai szempontból nem indokolt a márvány két részre bontása, hisz terepen a „két” márvány nem különböztethető meg (vö. KOVÁCS 1992, GYALOG 1996).

– KOVÁCS (1992) modellje szerint a két különböző korú márványsávot egymástól egy pre-kréta eltolódás választja el (*16. ábra*), amely (közelítőleg) a „köztes pala” (JÁMBOR 1958) sávjával esik egybe. E tektonikai elem az eddig publikált térképeken azonban nem szerepel. A terepbejárások során az eltolódás létét közvetlenül igazoló bizonyítékot nem sikerült fellelni, továbbá nem ismeretesek olyan geofizikai adatok sem, amelyek az eltolódásos tektonikai zóna létét alátámasztanák.



**16. ábra.** KOVÁCS (1992) modellje a két eltérő korú márvány egymás melletti pozíciójára.

Az északi, rakacaszendi blokkban a márvány kora felső-devon, míg a déli, rakacai blokkban karbon. A blokkok szomszédos helyzetét KOVÁCS (1992) egy — feltételezeten variszkuszi korú, de legalábbis biztosan pre-kréta — eltolódással magyarázta. Az eltolódás a modell szerint nagyjából a JÁMBOR (1958) által térképezett köztes pala sávja mentén húzódik.

– JÁMBOR (1958, 1961) a „köztes pala” zónájából nem említett tektonikus kontaktust, hanem — épp ellenkezőleg — ezen képződménysávban a két márvány folytonos rétegtani átmenetének bizonyítékát látta: „...lefelé és felfelé is rétegváltakozással megy át a tiszta mészkőbe”. Itt feltétlenül megjegyzendő azonban, hogy a gyűrődéses szerkezetalakulás (illetve az ezt kísérő erős transzpozíció és metamorf átkristályosodás — *l. 7.2.2.1. fejezet*) miatt a

korábban folytonos rétegváltakozásos átmenetként leírt esetek jelentős része már nem az eredeti üledékes helyzetnek megfelelő pozíciót tárja fel. Épp ezért nagy óvatossággal kezelendők azon érvrendszerek, amelyek csak a képződmények feltételezett eredeti üledékes településviszonyai alapján — indirekt módon — következtetnek az egyes képződmények korára. A korviszonyok e módszerrel történő meghatározásának alapvető problémáira jól rávilágít a kutatástörténeti áttekintésben is bemutatott, jónéhány munka (vö. 2.2.1. és 2.2.2. fejezetek).

Végül megemlíthető, hogy a „köztes pala” térképileg nem alkot egyetlen, jól követhető, határozott sávot, hanem helyenként erősen kiszélesedik, máshol teljesen eltűnik (így a „két” márványvonulat eggyé válik).

## **2.4. Geofizikai vizsgálatok**

A vizsgált terület regionális szerkezeti értékelésekor (szomszédos szerkezeti egységekkel való kontaktus, laterális és mélységi elterjedés, belső tagolhatóság, stb.) elengedhetetlen a geofizikai kutatások és a pretercier aljzatot feltáró mélyfúrások adatainak áttekintése. Jelen fejezet a MÁELGI Észak-Magyarországon végzett geofizikai kutatásainak azon eredményeit foglalja össze, amelyek e munka szempontjából is lényeges szerkezeti információkat hordoznak. A fontosabb mélyfúrási adatokat az áttekintő földtani térképek mutatják be (II. és IV. sz. mellékletek), részben pedig a 2.3.2. és 2.3.3. fejezetek ismertetik.

### **2.4.1. A geofizikai vizsgálatok értelmezési problémái**

Előljáróban hangsúlyozni kell, hogy az egyes geofizikai módszerek önmagukban csak vázlatos, a terület bonyolult belső felépítését részleteiben már nem tükröző szerkezeti kép megalkotását teszik lehetővé. Mindenekelőtt a markáns terciér töréses szerkezetek (elsősorban miocén és későbbi vetők, eltolódások) azonosíthatók biztonsággal a különböző geofizikai térképeken és szelvényeken.

A szerkezeti értékelés szempontjából kulcsfontosságú reflexiós szeizmikus szelvényeknél alapvető problémát jelent, hogy a vizsgált paleozoos egységek gyúrt-pikkelyes belső szerkezetének következtében gyakoriak a meredek dölések (rétegzés és palásság egyaránt), ami a szeizmikus leképezés (és feldolgozás) számára komoly nehezség. A komplikált belső szerkezetre utalnak az igen rövid távra követhető, gyakran ellentétes dőlésű, illetve diszkordáns, „lefejezett” reflexiócsomagok, amelyek korrelációja csak igen

bizonytalanul végezhető el. Még a legjobb minőségű, nagyfelbontású tornabarakonyi (Tb-1/86, SZALAY et al. 1989) valamint edelényi (Ed-1/90, VIRÁG 1990) szelvények esetében is igen problematikus a paleozoos aljzaton belüli reflexiók szerkezeti értelmezése.

A bonyolult belső felépítést a geoelektromos és gravitációs vizsgálatok eredményei is jól jelzik: a látszólagos fajlagos ellenállás és a sűrűség értékei alapján rendkívül inhomogén képződményekből álló paleozoos aljzaton valószínűsítettek ZALAI & SCHÖNVISZKY (1987), illetve SZALAY et al. (1989) munkái a Szendrői-hegységben.

#### 2.4.2. A vizsgált terület és tágabb környezetének általános szerkezeti vonásai

A vizsgált terület főbb töréses szerkezetei jól tükröződnek a régió gravitációs maradék-anomália térképén (KOVÁCSVÖLGYI & SCHÖNVISZKY 1991, *I. sz. melléklet*), amelynek pozitív és negatív sávjai — az esetek döntő hányadában — kiemelt helyzetű, illetve lezökkent zónákat jeleznek. A markánsabb szerkezetek a szeizmikus reflexiók és refrakciós szelvényeken is jól kontrollálhatóak.

E térképen a legfontosabb szerkezet az (É)ÉK-(D)DNy-i csapású **Darnó-zóna**, amely **markáns gravitációs maximum sávot** alkot az Upponyi-hegység DNy-i szegélyétől (Lénárddaróc) Sajógalgócon át a Rudabányai-hegység ÉK-i pereméig (Tornaszentandrás). E gravitációs maximumsáv mentén a pretercier aljzat a felszínre emelkedik, illetve igen sekély mélységben található. E kiemelt zóna ÉNy-i és DK-i oldala definiálja tulajdonképpen a földtani értelemben használt Darnó-zóna fő szegélytöréseit (vö. pl. LESS 1997). A maximum pászta DNy felé — bár kevésbé markáns jelleggel — a Darnó-hegyig (Recsk) követhető. A Darnó-zóna, illetve az Upponyi- és Szendrői-egységek fő csapásirányai — ha kis szöggel is — de határozottan eltérnek egymástól.

A Darnó-öv fentebb vázolt kiemelt helyzetű zónájában a Bükki-paleozoikumba és mezozoikumba, Upponyi- és Szendrői-paleozoikumba, valamint a Rudabányai-mezozoikumba sorolható képződmények egyaránt megtalálható a felszíni feltárások és a mélyfúrások tanúbizonysága szerint. A zónán belül a rudabányai típusú mezozoikum és az Upponyi- és Szendrői-paleozoikum határa Jákfalva és Rudabánya közt „átkanyarodik” a zóna ÉNy-i oldaláról a DK-ire (vö. BALOGH 1963, *I. sz. melléklet*). Más szavakkal: e gravitációs pászta egyértelműen átmetszi a régió pretercier földtani egységeinek határait, tehát a Darnó-zóna — e vizsgálati léptékben — feltétlenül tercier szerkezeti folyamato(ka)t tükröz (vö. ZELENKA et al. 1983; SZENTPÉTERY 1988, 1997; VARGÁNÉ BARNA & SZENTPÉTERY 2001).

A kiemelt zónától (É)Ny-ra, az Ózdi-medence területén határozott gravitációs minimum jelentkezik, ahol a jórészt ismeretlen (feltehetőleg aggtelek-rudabányai-típusú) aljzatra vastag (D felé 2 km-t is meghaladó) terciér üledékösszlet települ. A régió északi részén, a Rudabányai-hegység DK-i szegélyén a Darnó-öv maximum vonulatával párhuzamosan markáns minimum sáv látható, amely keskeny, aszimmetrikus, ÉNy felé mélyülő, ékszerű süllyedéket jelez Tornabarakony és Szuhogy közt (SZALAY & ALBU 1986). Szuhogytól DNy-ra e minimum zóna kevésbé határozottan ugyan, de tovább követhető az Upponyi-hegységig.

Az Upponyi-paleozoikum teljes területe az említett markáns maximum vonulatra esik. A gravitációs maradék anomáliakép alapján itt további szerkezetek már nem különböztethetők meg (a Csernely-völgyet és a Lázberci-víztározó völgyét leszámítva). A Szendrői-paleozoikum területén azonban kijelölhetők további szerkezeti irányok, amelyeket a 2.4.4. fejezet mutat be részleteiben .

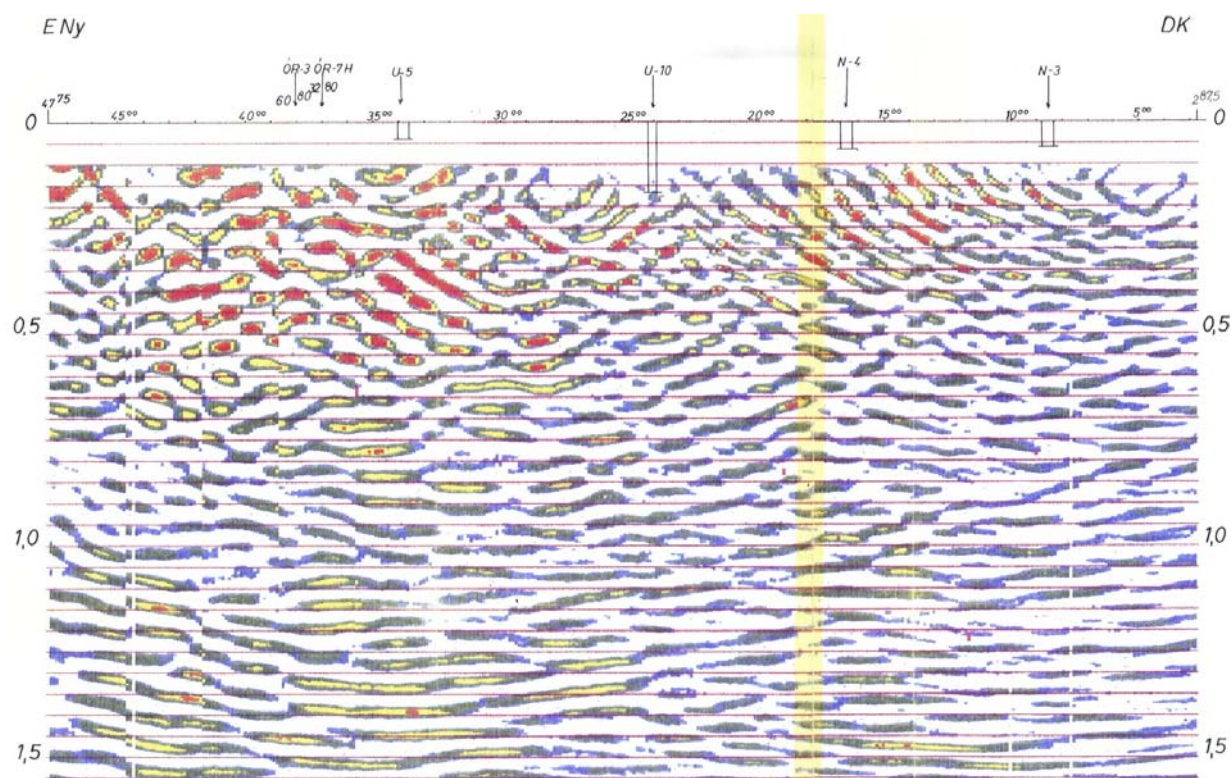
### 2.4.3. Upponyi-egység

Az Upponyi-hegységet északról határoló „upponyi feltolódás” (a Darnó-zóna ÉNy-i „pereme”) mentén a paleozoos képződmények meredek felülettel érintkeznek a terciér és a terciér rétegsorba tektonikusan „belegyúrt” mezozoos képződményekkel (12. ábra). Az ÓR-5 jelű szeizmikus refrakciós szelvény (II. sz. melléklet) szerint a preterciér aljzat több mint 2 km mélységből emelkedik ki nagyon hirtelen (SZALAY 1971), amely a feltolódástól térképileg el nem váló peremvető létét jelzi.

Az Upponyi-hegységet délkeletről keskeny (K)ÉK-(Ny)DNy-i csapású gravitációs minimum sáv választja el a Bükk hegységtől Nekézseny és Dédestapolcsány közt (I. sz. melléklet), amely ÉK-i irányban Bánhorváti felé követhető. E szakasz feleltethető meg a Darnó-zóna DK-i szegélyének („Tapolcsányi törés”, 2.3.2.1. fejezet). Nekézsenytől Ny-ra azonban nem látszik markáns szerkezet, jóllehet itt található a SCHRÉTER (1945, 1953) által leírt „nekézsenyi feltolódás”, amely az Upponyi-paleozoikumot a Bükki-egységtől elválasztja (vö. 2.2.1. és 2.3.2.1. fejezetek).

A hegységet átszelő ÉK-3/77 reflexiós szelvényen (SZALAY et al. 1978) a Darnó-zóna ÉNy-i oldala erősen reflexióhiányos, zavart belső szerkezetű sávot alkot a paleozoikum és mezozoikum érintkezésénél (az U-10 és U-5 jelű fúrások közt; 17. ábra és II. sz. melléklet). A paleozoikum területén viszonylag meredeken, de többé-kevésbé egységesen DK felé dőlő reflexiók láthatók, ami jól korrelálható a terepen megfigyelt általános szerkezeti jellegekkel

(vö. 5.4.1. fejezet). A Lázberci- és Tapolcsányi-alegységek határán nincs nyoma jelentékeny, meredek töréses övnek (az N-3 és N-4 jelű fúrások közt). Hasonló szerkezeti kép látható a gyengébb minőségű Ne-1/87 szelvényen is (SZALAY et al. 1988). Az Upponyi- és Bükkiegyeségek érintkezése felé a reflexiós kép mindkét szelvényen zavartabbá válik, a „nekézsényi feltolódás” a szeizmikus képen nem azonosítható megbízhatóan.



17. ábra. Az ÉK-3/77 szeizmikus reflexiós szelvény SZALAY et al. (1978) alapján.

BALLA (1989) értelmezése szerint az Upponyi-egység közelítőleg 1 km vastag takarót („héjat”) alkot ismeretlen aljzat felett, amire a meredek DK-i dőlésű „reflexiócsomagot” nagyjából vízszintesen elmetező felület jelenléte, illetve e felület két oldalán markánsan eltérő reflexiós karakterisztikák alapján következtetett (17. ábra).

#### 2.4.4. Szendrői-egység

##### A gravitációs maradék-anomália térkép alapján kijelölhető szerkezetek

A gravitációs maradék anomaliasávok és a földtani felépítés hozzávetőleges viszonyát a IV. sz. melléklet szemlélteti. A gravitációs maradék anomália térkép (I. sz. melléklet) pozitív és negatív anomaliasávjai azonban csak az 1:100000 méretarányban látszó markánsabb szerkezeteket mutatják, a kisebb részterületeken a fentieknél jóval árnyaltabb kép vázolható a nagyobb felbontású szeizmikus szelvények alapján.



A hegység Ny-i részén a gravitációs anomáliásávok csapása jellemzően kb. ÉK-DNy-i. A Meszes-Abod vonaltól keletre viszont a szerkezetek csapása KÉK-NyDNy-i, ami teljes összhangban van a felszíni paleozoos kibúvásokban megfigyelt szerkezeti viszonyokkal is (vö. SCHRÉTER 1952, és *V. sz. melléklet*). Ezen fő szerkezeti irányok mellett megjelennek a csapásra kb. merőleges (É)ÉNY-(D)DK-i szerkezetek, továbbá néhány kisebb É-D-i és (É)ÉK-(D)DNy-i csapású elem is megfigyelhető.

SZALAY et al. (1989) kiemeli a Ládbesnyő-Szakácsi-Gadna vonalában húzódó gravitációs maximum vonulatot, amely minden geofizikai módszer eredményei szerint igen fontos szerkezet. Ettől D-re a paleozoos aljzat — a Sze-2 és a Sze-4 szeizmikus szelvényeken is jól követhetően — több lépcsőben zökken a mélybe. E miocén árokszerkezetet jelzi a fenti maximumtól D-re, kb. Felsővadász-Lak-Balajt vonalában húzódó gravitációs minimum zóna. A Ládbesnyő-Szakácsi-Gadna maximum vonulat DNy felé tovább követhető, s az aljzat igen sekély mélységét jelzik a Rudolftelep-Izsófalva környékén kibukkanó kisebb paleozoos rögök is. A kiemelt sáv DNy-i elvégződése Sajóivánkától D-re látható a térképen (*I. sz. melléklet*).

A Szendrői-hegység déli-délnyugati előterében is uralkodnak ÉK-DNy-i csapású szerkezetek: ilyen csapású kisebb minimum sáv figyelhető meg Edelénytől nyugatra, kb. Kazincbarcika-Szuhakálló-Edelény vonalában.

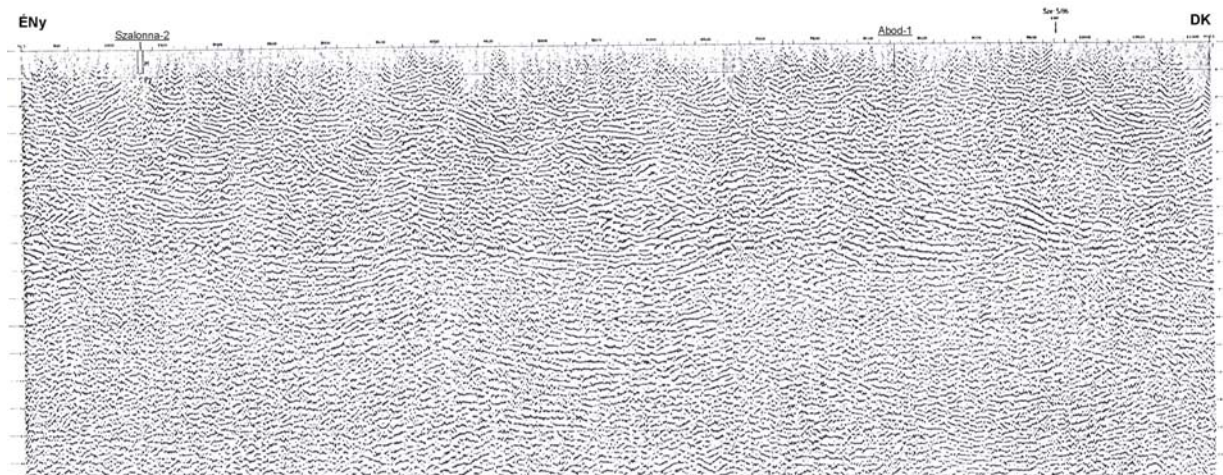
### Szeizmikus szelvények

A Szendrői- és a Rudabányai-hegységek érintkezési övét harántoló Ra-9 reflexiós szeizmikus szelvény (*I. IV. sz. melléklet*) értelmezése szerint a Szendrői-paleozoikum ÉNy felé a Rudabányai-hegység permomezozoos rétegsora alá dől, s az utóbbi paleozoos aljzataként ÉNy felé tovább követhető (SZALAY et al. 1979, SZALAY & ALBU 1986). Ugyanígy értelmezték a Ra-22/81 szelvényen ALBU & POSGAY (1982) is a Rudabányai-mezozoikum és a Szendrői-paleozoikum viszonyát.

A Szendrői- és Bükki-egységek érintkezését harántoló Szuha-1/87 szelvény alapján nem jelölhető ki megbízhatóan a két egység határa.

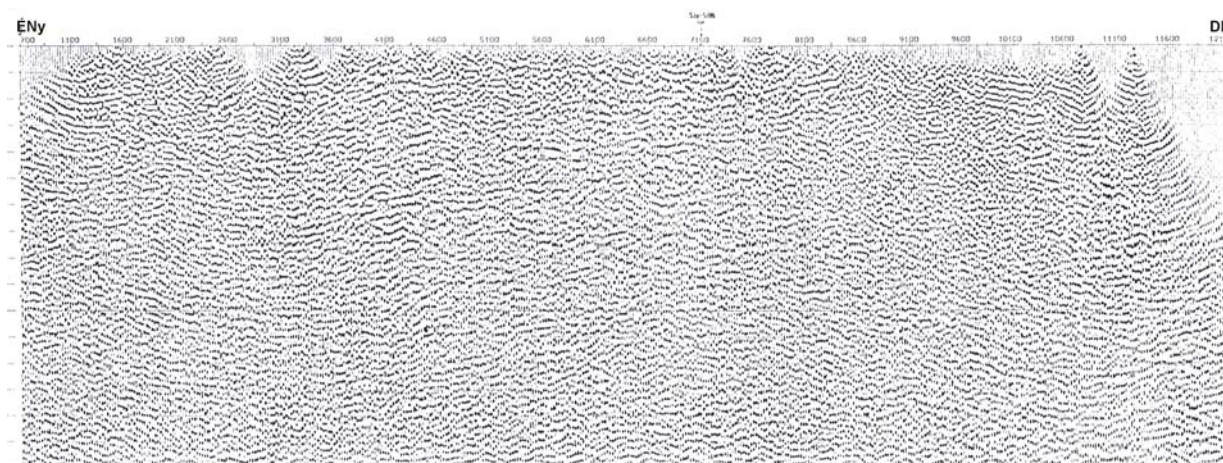
A Szendrői-hegységet átszelő reflexiós szelvények (*IV. sz. melléklet*) közös jellemzője, hogy egyrészt a felszínen megfigyelhető dőlésviszonyokat csak ritkán tükrözik vissza, másrészt a feltehetőleg kb. 0,7–0,9 s-os mélységtartományig biztosan paleozoos „reflexiócsomag” alsó és felső részén igen eltérő reflexiós geometriák figyelhetők meg (*18. ábra*). E szelvények közül a legjobb minőségű, Ra-30/85 jelű szelvény (SZALAY et al. 1986) déli részén markáns, DK-i dőlésű felület látszik, amely szerkezetileg esetleg értelmezhető az Abodi-alegység rátalódásaként a Rakacai-alegységre (*18. ábra*). E felület azonban nem

követhető a felszínig, hanem kb. 0,2 s-nál megszakad, s feltételezett meghosszabbítása a térképezéssel (hozzávetőlegesen) megállapított „abodi tektonikai zónától” (KOVÁCS & PÉRO 1994) jócskán északra (kb. Galvácsnál) metszené a felszín. E viszonylag markáns reflexió nem azonosítható továbbá az „abodi rátolódást” ugyancsak harántoló Sze-2 (19. ábra, vö. IV. sz melléklet) és a Sze-4 szelvények rendelkezésre álló feldolgozásain.



**18. ábra.** A Ra-30/85 szeizmikus reflexiós szelvény SZALAY et al. (1986) alapján.

A szelvény D-i részén (jobb oldalon, kb. az Abod-1 fűrés alatt) viszonylag markáns, D-i dőlésű reflexiók láthatók. A szelvényen gyakori „lefejezett”, ellentétes dőlésű reflexió-csomagok bonyolult belső szerkezetre utalnak.



**19. ábra.** A Sze-2/86 szeizmikus reflexiós szelvény (SZALAY et al., nem publikált).

A paleozoos összetétet igen nehezen követhető, a korrelációt gyakorlatilag lehetetlenné tevő reflexiós kép jellemzi. A Ra-30/85 szelvényen látható viszonylag markáns DK-i dőlésű felület e szelvényen nem észlelhető.

A Ra-30/85 jelű reflexiós szelvény alapján BALLA (1989) — akárcsak az Upponyi-egység esetében — takarós szerkezetet valószínűsített. Feltételezése szerint a Szendrői-paleozoikum alatt egy kisebb sűrűségű egység következhet, amely a sebességértékek analízise alapján akár a Rudabányai-(permo)mezozoikum egyes képződményeivel is azonosítható.

Mindazonáltal a paleozoos összlet itt jelentékenyen vastagabbnak adódik (min. 2–2,5 km), mint az Upponyi-hegység esetében. Ezen szerkezeti elképzelést támogatná SZALAY et al. (1989) által a Bouguer-anomália térkép figyelembevételével vázolt egyik lehetséges gravitációs modell is, amely szerint a Szendrői-paleozoikum északi irányba feltolódott, dél felé dőlő, relatíve nagy sűrűségű, inhomogén képződményei alatt kisebb sűrűségű képződmények (pl. Rudabányai-mezozoikum) találhatóak. A másik lehetséges gravitációs modell szerint a relatíve kis sűrűségű Szendrői-paleozoikum alatt északnak dőlő nagysűrűségű képződmények (pl. kristályos aljzat) helyezkedhetnek el.

### 3. Célkitűzések és kérdésvetések

Dolgozatomban alapvető feladatként tűztem ki a vizsgált terület képlékeny szerkezeti elemeinek részletes terepi felvételét és vékonycsiszolatos elemzését, az egyes elemek térbeli helyzetének meghatározását, valamint reprezentatív térképi és sztereogramos ábrázolását. E célkitűzések megvalósításához a hazai gyakorlatban eddig csak kevésbé alkalmazott irányított mintavételezés következetes alkalmazására volt szükség (4.2. fejezet). Kiemelt figyelmet fordítottam a különböző vizsgálati mérettartományokból származó adatok összevetésére és integrált szerkezetföldtani elemzésére. Kutatásaim során elsősorban az alábbi kérdéskörökre próbáltam választ keresni:

- Hány gyűrődési fázis nyomozható a vizsgált területen? Milyen ezek irányítottsága és a csatlakozó képlékeny alakváltozás geometriája? Milyen kapcsolat van az egyes síkszerű és vonalas szerkezeti elemek, illetve a gyűrődések között?
- Milyen mikroszerkezeti viszony figyelhető meg a képlékeny deformáció során létrejött szerkezetek és a metamorf ásványparagenezisek közt? Milyen szemcseszintű deformációs mechanizmusok járulnak hozzá a szabad szemmel megfigyelt képlékeny alakváltozáshoz?
- Találhatóak-e képlékeny nyírózónák (milonitok) a vizsgált egységekben? Ha igen, milyen ezekben a tektonikai transzport iránya? Hogyan kapcsolódnak e zónák a gyűrt szerkezetekhez irányítottság és az időbeliség szempontjából?
- Kimutathatóak-e a szerkezeti vizsgálatokkal — egy feltételezett — prealpi tektonometamorf esemény nyomai?
- Milyen tektonometamorf modell vázolható fel a vizsgált egységekben e munka, illetve a korábbi kutatások eredményei alapján?
- Milyen nagyobb térképi szerkezetek valószínűsíthetők a rendelkezésre álló térképezési adatok és a dolgozat szerkezeti eredményei alapján?
- Hogyan illeszkedik a megfigyelt szerkezetfejlődés a tágabb földtani környezet tektonikai egységeinek eddig megismert szerkezeti jellegéhez és fejlődéséhez?

## 4. A képlékeny deformáció vizsgálata

E fejezet rövid áttekintést ad a dolgozatban használt, legfontosabb módszertani alapfogalmakról (4.1. fejezet), az ezekre szervesen épülő irányított mintavételezésről (4.2. fejezet), valamint a képlékeny deformáció során aktív, szemcseszintű deformációs mechanizmusokról (4.3. fejezet), különös tekintettel a kristályon belüli deformációs folyamatokra („kristálysiklatás”, 4.3.1.1. fejezet). Ez utóbbihoz kapcsolódva tárgyalom a kitüntetett kristálytani irányítottság (4.3.1.2. fejezet) kapcsolatát a 4.1. fejezetben ismertetett deformációs alaptípusokkal. Végül a tektonikai transzportirányok meghatározása szempontjából kiemelkedő jelentőségű milonitokat mutatom be (4.4. fejezet).

Terjedelmi okok folytán csak a dolgozatomban alkalmazott vizsgálati módszerek szempontjából lényeges definíciók és problémák felvillantására vállalkozhattam. További alapos ismertetés HOBBS et al. (1976), RAMSAY & HUBER (1983, 1987), McCLAY (1987), MESCHÉDE (1994), PASSCHIER & TROUW (1996), HANDY & ROSENBERG (1998), illetve CSONTOS (1998) munkáiban található.

### 4.1. A képlékeny deformáció alapfogalmai

#### 4.1.1. A képlékeny alakváltozás és geometriai jellemzése

A kőzetekben a rájuk ható külső erők következtében feszültség ébred, amelyre eredeti alakjuk megváltozásával reagálnak. Az alakváltozásnak két fő módja ismeretes:

(1) **Rideg** (vagy töréses) viselkedés, amely során megfelelő feszültségviszonyok teljesülése esetén az anyagban (diszkrét) tönkremeneteli zóna — törés — jön létre. A törés által elválasztott blokkokban a maradandó belső deformáció nem lép fel, tehát a földtani gyakorlat tipikus megfigyelési tartományjaiban (feltárás-vékonycsiszolat) az alakváltozás nem folytonos. A töréses deformáció földtani léptékkal mérve rendkívül gyors folyamat.

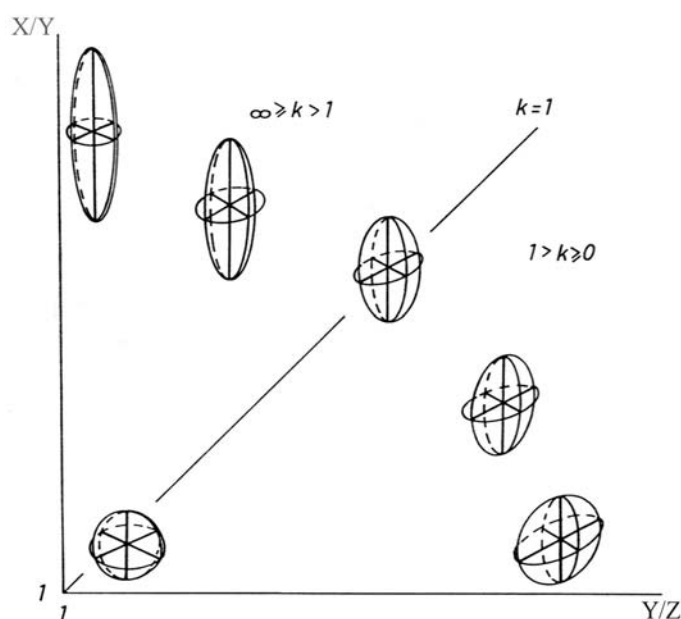
(2) **Képlékeny** viselkedés, mely során a kőzet a külső feszültség megszűnte után is fennmaradó, kicsiny mérettartományban (szemcseszinten és annál nagyobb léptékben) is folytonosnak látszó (rideg töréstől mentes) alakváltozással reagál. A deformációt ez esetben nem kísérik jól definiált tönkremeneteli zónák, hanem egy adott kőzettérfogat minden részén végbemegy valamilyen mértékű, — többé-kevésbé — folytonos alakváltozás. A képlékeny alakváltozás jellemzően lassú deformációs folyamat.

A földkéreg felső részét (<10 km) a töréses rezsím jellemzi, a mélyebb zónák felé haladva azonban már a képlékeny viselkedés válik meghatározóvá. A két deformációs

alaptípus közt átmenet van, s a kőzetek deformációját számos, itt nem részletezett tényező (hőmérséklet, anyagminőség, különbségi feszültség, deformáció sebessége, fluidumok, szemcseméret, stb.) befolyásolja még.

A képlékeny alakváltozást geometriai szempontból homogénnek nevezzük, ha az anyagban eredetileg egyenes és párhuzamos vonalak a deformáció után is azok maradnak, tehát a tér minden pontjában (megközelítőleg) ugyanolyan típusú és mértékű az alakváltozás. Valamely mérettartomány (feltárás, kézipéldány, csiszolat) vizsgálatánál mindig fontos szempont, hogy a deformáció az adott léptékben mennyire homogén.

A létrejött maradandó alakváltozás geometriai leírására a szerkezetföldtan az ún. **alakváltozási ellipszoidot** használja, amely az egységnyi sugarú gömbből származtatható. Definíció szerint az ellipszoid tengelyei nagyság szerint:  $X \geq Y \geq Z$ , ahol az X a legnagyobb tágulás, a Z pedig a legnagyobb rövidülés irányát jelöli ki. A tengelyek egymáshoz való viszonya szerint az alakváltozási ellipszoidok 3 fő csoportba sorolhatók, amelyeket a Flinn-diagramban (FLINN 1962) ábrázolhatunk (20. ábra).



**20. ábra. Az alakváltozási ellipszoidok típusai a Flinn-diagramban (RAMSAY & HUBER 1987 nyomán).**

Többsirányú rövidülés ( $\infty \geq k > 1$ ), többsirányú megnyúlás ( $0 \leq k < 1$ ), sík deformáció ( $k=1$ ), ahol  $k = [(X/Y)-1] : [(Y/Z)-1]$ .

– **Többsirányú rövidülés** (20. ábra): a test X irányban megnyúlik, Y és Z irányban pedig rövidülés megy végbe. Az eredeti gömb szivar alakú testté alakul a Flinn-diagrammban. E típus speciális esetét jelenti a tengelyesen szimmetrikus rövidülés, amikor a kiindulási gömbön Y és Z irányban egyenlő mértékű rövidülés megy végbe ( $X > Y = Z$ ). Az alakváltozási ellipszoid ekkor tengelyesen (X szerint) szimmetrikus.

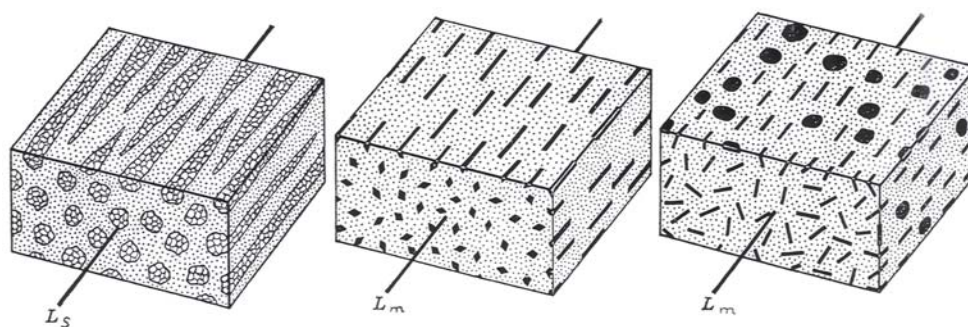
– **Többsirányú megnyúlás** (20. ábra): a test Z irányban rövidülést szenved, míg X és Y irányban megnyúlás történik. Az eredeti gömb lapos, diszkoszzerű alakot ölt a Flinn-

diagrammban. E típus speciális esetét jelenti a tengelyesen szimmetrikus lapulás, amikor a kindulási gömbön X és Y irányban egyenlő mértékű megnyúlás megy végbe ( $X=Y>Z$ ). Az alakváltozási ellipszoid ekkor tengelyesen (Z szerint) szimmetrikus.

– **Sík alakváltozás** (20. ábra): a test Y irányú kiterjedése nem változik meg a deformáció során, míg X és Z irányban megnyúlás, illetve rövidülés megy végbe ( $X>Y=1>Z$ ). E típushoz tartozik a földtani szempontból is kitüntetett figyelmet érdemlő ún. egyszerű nyírás is (4.1.2. fejezet).

Ezen — első látásra kissé elvontnak tűnő — geometriai leírás a következőképp alkalmazható a szerkezetföldtan terepi gyakorlatában: a metamorf kőzetekben a (fő)palásság síkja felel meg az alakváltozási ellipszoid XY síkjának, amely a fentiek értelmében a legnagyobb megnyúlás irányát (X) és az erre merőleges középső tengelyt (Y) tartalmazza. A domináns palásságra merőleges harmadik főirány (Z) a legnagyobb rövidülés tengelyét képviseli, melynek meghatározása nyilván a legegyszerűbb a három közül a kőzet kézipéldányán.

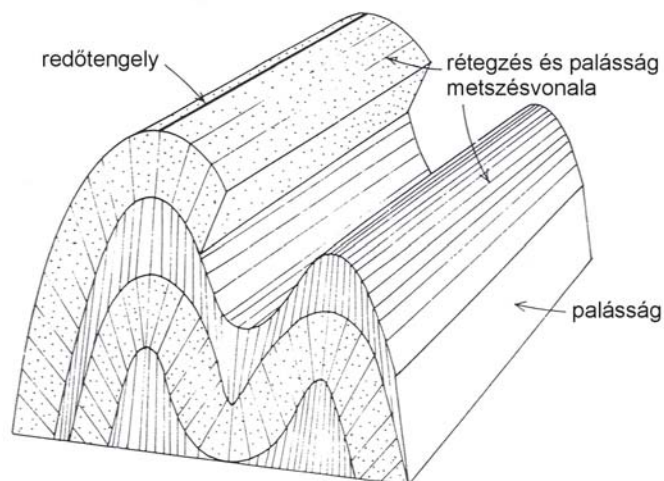
A palásság síkjában az X iránya is sokszor egyértelműen meghatározható: az alakváltozási ellipszoid X tengelye jó közelítéssel egybeesik az ún. **ásvány/megnyúlási vonalassággal** (21. ábra), amelyet egyes anizotróp ásványok (pl. amfibol, földpát) hossztengety szerinti egyirányú rendeződése, és/vagy ásványaggregátumok, illetve egyéb objektumok (pl. ooidok, ősmaradványok, kőzetzárványok, redukciós foltok, stb.) egyirányban történő megnyúlása definiál.



**21. ábra.** Az ásvány/megnyúlási vonalasság megjelenési formái (TURNER & WEISS 1963 után).

Bal oldalon: megnyúlási vonalasság ( $L_s$ ), amely az egyes ásvány(aggregátum)ok megnyúlásából ered. Középen és jobb oldalon: ásványvonalasság ( $L_m$ ), amely az oszlopos-tűs és/vagy lemezes ásványok kitüntetett orientációjából ered.

A mikrotektonikai vizsgálatok során a megnyúlási vonalasságot fontos elkülöníteni az ún. **metszési vonalasságtól**, amely utóbbi a különböző síkszerű szerkezeti elemek (rétegzés és palásság, két különböző palássági síkrendszer) metsződése során jön létre (22. ábra).



**22. ábra.** Metszési vonalasság kialakulása és helyzete hengeres redő esetén (RAMSAY & HUBER 1987).

Egyszerű (közelítően hengeres) redőgeometria esetén a metszési vonalasság a redőtengellyel egyező irányítottságú.

A vizsgált kőzetpéldányokon mindig a lezajlott összes deformációs esemény eredőjét („véges deformáció”, CSONTOS 1998) észleljük, a meghatározott alakváltozási ellipszoid tehát végállapotot dokumentál. Az eredő alakváltozási ellipszoid jellegét alapvetően az adott terület legmarkánsabb deformációs eseménye határozza meg, bár az alakváltozási ellipszoid nyilván tartalmazza — ha egyenként már nem nyomozhatóan is — az összes elemi alakváltozási eseményt. A mikroszerkezeti vizsgálatok egyik fő célja az, hogy a megfigyelt szöveti, geometriai jellegzetességek alapján megpróbálja rekonstruálni az eredő alakváltozást kialakító különböző deformációs eseményeket.

#### 4.1.2. „Tiszta alakváltozás” és egyszerű nyírás

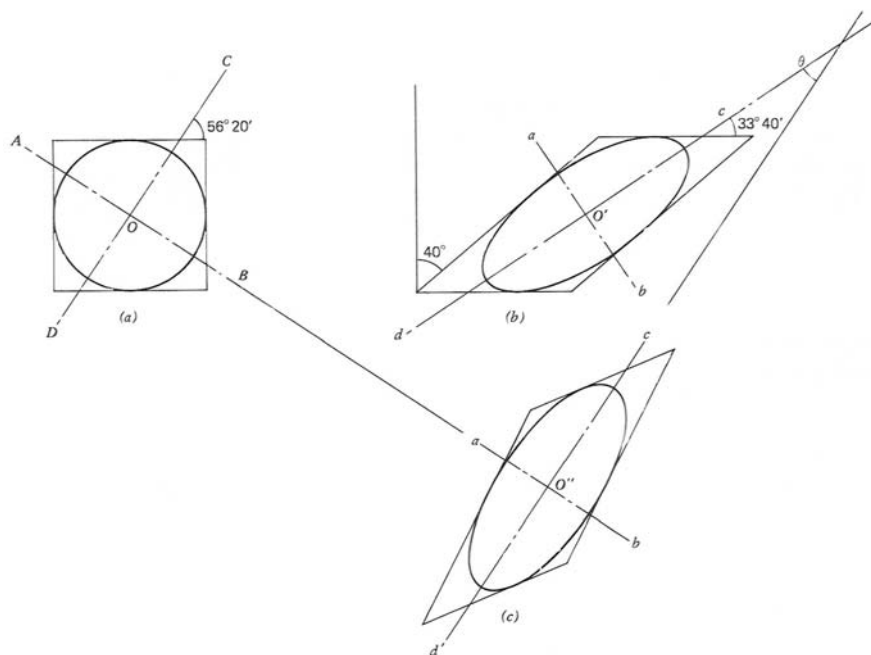
A képlékeny deformáció teljes jellemzéséhez nem elegendés azonban az alakváltozási ellipszoid leírása (4.1.1. fejezet), hanem fontos szempont az is, hogy milyen módon jött létre az alakváltozás. Két alapvető típus — az ún. **(1) koaxiális** (rögzített tengelyű), és **(2) nem-koaxiális** (forgó tengelyű) deformáció — különíthető el, melyek jól jellemezhetők az elemi és véges alakváltozási ellipszoidok tengelyeinek orientációja alapján.

Koaxiális deformáció (ún. „tiszta alakváltozás”, CSONTOS 1998) esetében az elemi alakváltozási ellipszoid tengelyeinek orientációja nem változik meg a deformáció során (23c. ábra), így a kicsiny, elemi alakváltozási ellipszoidok és az ezek összegződéséből előálló eredő alakváltozási ellipszoid tengelyeinek iránya egybeesik. Szemléletesen a két, egymással párhuzamos lap közt összepréselt gyurmadarab példája említhető.

A nem-koaxiális deformáció („egyszerű nyírás”, CSONTOS 1998) esetében az elemi alakváltozási ellipszoidok tengelyeinek iránya folyamatosan változik a deformáció során (23b. ábra), s ezek iránya mindig eltér az eredő alakváltozási ellipszoid tengelyeinek irányától.



Szemléletesen e deformáció során a gyurmadarab alakváltozását a két, egymással párhuzamos lap egyikének önmagával párhuzamos elcsúsztatása okozza.



**23. ábra. „Tiszta” és egyszerű nyírás geometriai jellemzése a síkban (HOBBS et al. 1976 után).**

Bal oldalon fent **(a)**: a kiindulási helyzetet jelző négyzet és a beléje írt kör. Jobb oldalon fent **(b)**: A négyzet és a kör deformációja paralelogrammává és ellipszissé egyszerű nyírással. Jobb oldalon lent **(c)**: A négyzet és a kör deformációja tiszta nyírással: a deformációs

tengelyek (a-b és c-d) helyzete nem változik meg a deformáció során (vö. 23b. ábra) Az eltérő geometriájú deformáció ellenére a végállapotok teljesen megegyezőek (a paralelogrammák és ellipszisek egybevágóak).

E két alakváltozási típus közti különbség igen szemléletesen fogalmazható meg az ásványtanból kölcsönzött szakkifejezésekkel: míg a „tisza alakváltozás” rombos, addig az egyszerű nyírás monoklin szimmetriájú. E kétféle alakváltozás végeredménye geometriai szempontból teljesen meg is egyezhet, hiszen a különböző módon származtatott deformált alakzatok transláció és forgatás segítségével fedésbe hozhatók (23. ábra). Ennek ellenére feltétlenül meg kell különböztetni a kétféle esetet, hiszen ha a deformálódó testben tetszőlegesen kiválasztott vonalak alakváltozási történetét rögzítjük (rövidülés, nyúlás, forgás), úgy a két típusnál ugyanarra a vonalra teljesen eltérő történeteket kapunk.

A deformáció koaxiális vagy nem-koaxiális jellege a kőzetek mikroszerkezetében is tükröződik: tiszta alakváltozás esetében az ásványok a palássággal párhuzamos lapulása-megnyúlása észlelhető a palásságra merőleges és a megnyúlási vonalassággal párhuzamos metszetben (az eredő alakváltozási ellipszoid X-Z síkja). Az egyszerű nyírásnál azonban jellemző lehet egyes ásványok hossz tengelyének ferde irányítotttsága (az elemi alakváltozási ellipszoidok legnagyobb tengelyének iránya) a kőzetszerkezetet egyébként uraló palássághoz képest (vö. 29. ábra, 4.4. fejezet).

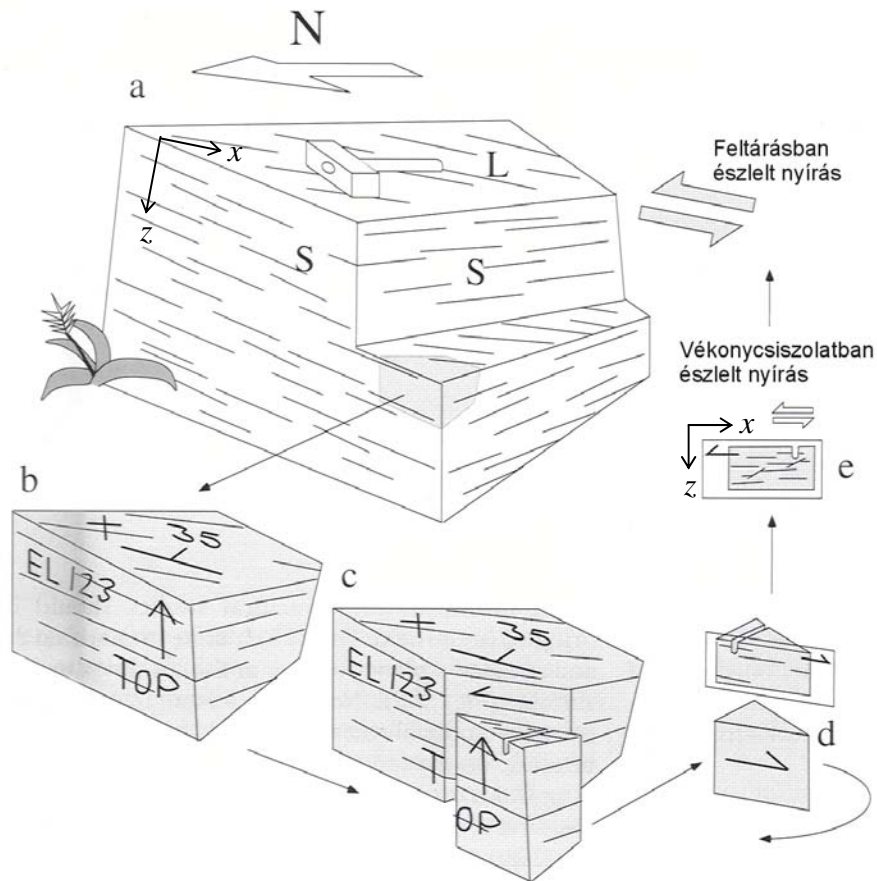
A koaxiális és nem koaxiális deformáció vizsgálatának földtani jelentőségét éppen az adja, hogy elvileg egészen eltérő szerkezetfejlődési (és kapcsolódó geodinamikai) modellek is eredményezhetik ugyanazt a végállapotot (pl. kontinentális riftesedés egyszerű nyírásos, illetve tiszta alakváltozásos modellje). Az alakváltozási és deformációtörténeti kutatások tisztázhatják, hogy milyen deformációs események és mechanizmusok járultak hozzá a megfigyelhető szerkezeti kép kialakításához.

## **4.2. Irányított mintavételezés**

A feltárásokban észlelhető szerkezetek többnyire nem adnak kielégítő mennyiségű és minőségű információt a kőzeteket ért deformációs eseményekről. Az egyes kőzetalkotó ásványok deformációs stílusa eleve csak vékonycsiszolatos vizsgálattal tanulmányozható. Az irányított mintavételezésnek ezért az a célja, hogy a terepi megfigyelések során rögzített szerkezeti elemekből kiindulva további részletes vizsgálatokkal derítsen fényt a kőzetek deformációtörténetére. A kimutatható mikroszerkezeti, ásványreológiai jellegzetességekből következtethetünk az egyes deformációs események térbeli irányítottságára, sorrendiségére, típusára, termodinamikai körülményeire és homogenitására.

Vonatkoztatási rendszerként a domináns palásság síkját használjuk, amely az eredő alakváltozási ellipszoid X-Y síkjának felel meg (4.1.1. fejezet). A palássági felületen észlelhető ásvány/megnyúlási vonalasság (4.1.1. fejezet) önmagában (ellentétben a vetőkarcokkal) még nem ad információt arról, hogy „tiszta” alakváltozással vagy egyszerű nyírással (koaxiális vagy nem-koaxiális deformációval) van-e dolgunk. Egyszerű nyírás esetében az egyes blokkok egymáshoz viszonyított elmozdulásának meghatározása is általában további vékonycsiszolatos vizsgálatot igényel. E kérdések tisztázásához a **megnyúlási vonalassággal párhuzamos (x) és a palásságra merőleges (z)** metszetek (a véges alakváltozási ellipszoid X-Z síkja) mikroszerkezeti elemzése szükséges.

Terepen az irányított mintavételezés első lépése az említett szöveti elemek (palásság és megnyúlási vonalasság) meghatározása, mérése és jelölése a kőzetmintán. A minta további feldolgozása és elemzése ezen szerkezeti elemek által definiált referencia koordináta-rendszerben történik. A megfelelő (x-z) vékonycsiszolat elkészítésének menetét az irányított mintából a 24. ábra mutatja be, ahol x irány — megegyezés szerint — a megnyúlási vonalasság dőlésirányával egyezik meg (a 24. ábrán tehát jobbra mutat), míg a z irány mindig lefelé mutat.



**24. ábra. Kőzetminta orientálása az irányított mintavételezés során, és irányított vékonycsiszolat elkészítésének módja a mintából (PASSCHIER & TROUW 1996 alapján).**

S=domináns palásság, L=ásványmegnyúlási vonalasság, N=észak. A mintán az  $x$  irány (a megnyúlási vonalasság dőlésiránya) kb. DNy-nak felel meg. Az ábra viszonylag lapos sík menti, ÉK-i vergenciájú feltolódást — az irányított vékonycsiszolatban tehát  $x$ -szel ellentétes irányú nyírást — szemléltet.

Az irányított mintavétellel azonban nemcsak a kőzetben végbement egyszerű nyírás irányát vizsgáljuk, hanem az alakváltozási ellipszoid jellege, illetve annak (közelítő) tengelyarányai is meghatározhatók a különböző mérettartományokban (kézipéldány, ill. vékonycsiszolat). Ehhez — az irányított kőzetminta  $x$ - $z$  metszetén kívül — a palássággal párhuzamos ( $x$ - $y$ ), vagy a palásságra és a megnyúlási vonalasságra egyaránt merőleges ( $y$ - $z$ ) metszet vizsgálatára is szükség van.

### 4.3. Képlékeny deformáció az egyedi ásványszemcsékben

A kőzetek képlékeny alakváltozása az egyes kőzetalkotó ásványok deformációja által valósul meg. Mivel a kőzetek általában eltérő reológiai viselkedésű ásványfázisokból épülnek fel, ezért a kőzet teljes alakváltozásához több szemcseszintű deformációs mechanizmus is

hozzájárul, amelyekre a szöveti jellemzők alapján következtethetünk. A szemcseszintű alakváltozási folyamatok többféle módon is csoportosíthatók. Az alábbiakban a diagenezistől a magas fokú metamorfózis felé haladva foglalom össze az egymást fokozatosan (tehát egymás mellett is aktív) felváltó, legfontosabb szemcseszintű deformációs mechanizmusokat.

#### 4.3.1. Deformációs mechanizmusok

– **Kataklázos „folyás”**: a kőzetben mikrotörések (inter- és intrakristályos repedések) keletkeznek és terjednek, amelyek mentén a kőzet- és ásványfragmentumok elcsúsznak. Noha e mechanizmus — mint leírásából is kiderül — a földkéreg felső részében domináns töréses rezsimhez tartozik, mégis néha kézipéldány léptékben is folytonosnak látszó alakváltozást eredményezhet.

– **Nyomási oldódás**: az irányított nyomásnak kitett helyeken az egyes kőzetkomponensek szelektíven oldódnak, s a jelenlévő fluidum „segítségével” a kőzet nyomásárnyékos helyeire vándorolnak, ahol — gyakran irányított, szálak formában kapcsolódva az ott levő ásványszemcsékhez — újra kristályosodnak. E mechanizmus a diagenezis kezdetétől a közepes fokú metamorfózis végéig hozzájárul a kőzetek deformációjához, ezen belül is kiemelkedően fontos a (nagyon) kis fokú metamorfózis során.

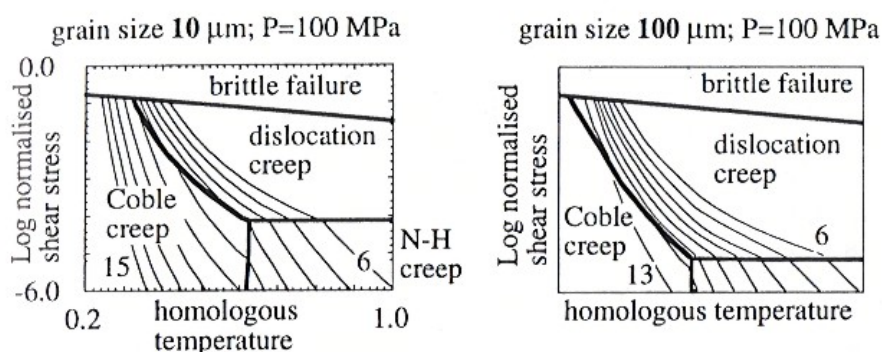
– **„Kristálysiklatás”** (CSONTOS 1998), vagy **„intrakristályos deformáció”** (intracrystalline deformation, PASSCHIER & TROUW 1996): összefoglaló neve azoknak a deformációs mechanizmusoknak, amelyek során a kristály belső rácsszerkezete — az igen kicsiny rácsrészletek egymáshoz viszonyított apró elmozdulása miatt — megváltozik. A belső szerkezet módosulásának következtében a kristály külső alakjában is kicsiny, mikroszkópi léptékben is folytonosnak látszó alakváltozás lép fel. Ezen alakváltozás során a kristály egészének épsége (integritása) — ellentétben a töréses tartományban bekövetkező alakváltozással — nem sérül. A kristályon belüli deformáció két legismertebb formája az ikresedés és az ún. diszlokációs kúszás (4.3.1.1. fejezet), amelyek sokszoros ismétlődése kitüntetett kristálytani irányítottság kialakulásához vezet az egyes kőzetalkotó ásványokban a deformáció során (4.3.1.2. fejezet).

– **Diffúziós anyagvándorlás**: magas hőmérsékleten (közepes- és magas fokú metamorfitoknál) lehetővé válik az egyes alkotóelemek kristályrácsból történő kiszakadása és a kristályrácsban történő vándorolása. Két főbb fajtája ismert: (I) az ún. Coble-kúszás esetében a szemcsehatárok mentén történik a vándorlás a kristályrácsban, (II) a Nabarro-Herring-kúszásnál viszont a kristályrács belsejében megy végbe az anyagvándorlás.

A diffúziós anyagvándorlás és a kristálysiklatás egyaránt a kristályrács belsejében történő változásokat foglalnak magukba, ezért összefoglalóan **kristályplasztikus deformációnak** is nevezik őket (crystalplasticity, PASSCHIER & TROUW 1996).

– **Szemcsehatár menti csúszás:** az egyes — többnyire közel izometrikus — ásványszemcsék a szemcsehatárok mentén mozdulnak el (csúsznak) egymáshoz képest, tehát a szemcsék belső szerkezetében — szemben a kristályplasztikus deformációval — nem megy végbe deformáció. E folyamat elsősorban az igen kis szemcseméret (<10  $\mu\text{m}$ ) esetében jellemző deformációs mechanizmus, amelyhez szinte mindig társul több-kevesebb szemcsehatár menti (diffúziós) anyagvándorlás is, ezért gyakran a diffúziós folyamatokkal együtt tárgyalják. Ugyanakkor e folyamat igen alacsony hőmérsékleten (kis fokú metamorfózisnál) is végbemehet, ilyenkor a szemcsehatárok menti fluidum segítheti elő a szemcseléptékű anyagtranszportot. Alapvetően e deformációs mechanizmus által valósul meg az először a metallurgiából leírt, de természetes kőzetekből is ismert ún. „szuperplasztikus kúszás” (pl. SCHMID et al. 1977).

A bemutatott szemcseszintű deformációs mechanizmusok relatív jelentősége igen eltérő a különböző kőzetekben, amit számos tényező (anyagminőség, szemcseméret, hőmérséklet, különbségi feszültség nagysága, deformáció sebessége, fluidumok, stb.) befolyásol. Az egyes ásványok deformációs viselkedése a „deformációs térképek” alapján jellemezhető (25. *ábra*), melyeken a különböző deformációs mechanizmusokat a normalizált nyírófeszültség (különbségi feszültség/anyagra jellemző nyírási modulus,  $[(\sigma_1 - \sigma_3) / \mu]$ ), és az ún. homológ hőmérséklet (abszolút hőmérséklet/az adott anyag olvadáspontja,  $[T / T_{\text{olv}}]$ ) függvényében tüntetik fel annak érdekében, hogy a különböző anyagok viselkedése ezen paraméterek segítségével közvetlenül is összehasonlíthatóvá váljon.

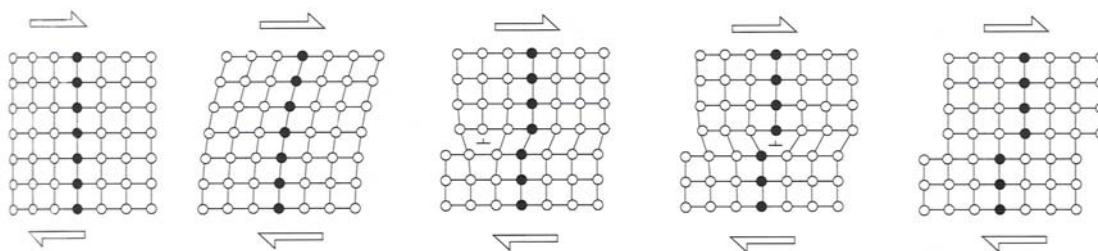


**25. ábra.** A kvarc deformációs térképe 100 MPa környezeti nyomáson és 10 µm-es (bal oldalon), illetve 100 µm-es (jobb oldalon) szemcseméret mellett. (PASSCHIER & TROUW 1996 nyomán.)

A vastag vonalak a különböző deformációs mechanizmusok (brittle failure=töréses tartomány, Coble creep=Coble kúszás, N-H creep=Nabarro-Herring kúszás, dislocation creep=diszlokációs kúszás) által dominált tartományokat különítik el. A vékony vonalak a különböző deformációs sebességeket mutatják. A szemcseméret növekedésével a diszlokációs kúszás szerepe drasztikusan megnő a diffúziós mechanizmusok rovására. További magyarázat a szövegben.

#### 4.3.1.1. Kristálysiklatás (intrakristályos deformáció)

E deformációs folyamat lényege — erősen leegyszerűsítve — a következő: a külső, irányított nyomás hatására az ásványokban rácshibák (él- és csavardiszlokációk) keletkeznek, amelyek magasabb hőmérsékleten kristálytanilag meghatározott irányokban képesek mozogni (dislocation glide), sőt a kristályrács akadályain „átmászva“ (dislocation climb) messzebb is „vándorolni” a kristályrácsban. A diszlokáció-vándorlás során a kristály egészének épsége ugyan nem sérül, mégis a folyamat eredményeként a kristály eredeti alakja kicsiny mértékben megváltozik (26. ábra).



**26. ábra.** Éldiszlokáció képződése és vándorlása a kristályrácsban (PASSCHIER & TROUW 1996 után).

Bal oldalon a deformálatlan kristályrács és annak rugalmas deformációja látható. Középen a diszlokáció képződése és vándorlása a kristályrácsban. Jobb oldalon a diszlokáció eléri a kristály peremét, ami a kristály kicsiny alakváltozását eredményezi. A fekete függőleges pontsor egy tetszőlegesen kiválasztott rácscsillót mutat, amely jelzi a kristály alsó és felső részének egymáshoz viszonyított elmozdulását a diszlokáció-vándorlás során.

E folyamat sokszoros ismétlődése — a „diszlokációs kúszás” (dislocation creep) — alaki szempontból egyrészt erősen elnyúlt ásványlencsék (pl. szalagkvarc) képződését

eredményezi, másrészt a deformálódó kristályaggregátumokban gyakran vezet kitüntetett kristálytani irányítottság kialakulásához (4.3.1.2. fejezet).

A képződő rácshibák azonban nem mindig tudnak akadálytalanul mozogni a kristályrácsban (pl. a viszonylag alacsony hőmérséklet miatt), ugyanakkor felhalmozódásuk energetikailag kedvezőtlen a kristály számára. Bizonyos mechanizmusok képesek csökkenteni a diszlokációk által megnövelt (ún. belső deformációs) energiaszintet: ilyen mechanizmus például a nagyobb kristályokon belül az alszemcsék képződése. A kristályrács diszlokációk okozta belső torzulásának további jól ismert fénymikroszkópos megjelenési formái az unduláló kioltás, a deformációs ikresedés, a kinkesedés, valamint a deformációs lamellák képződése, amelyek a diszlokációk bizonyos síkok menti koncentrációját jelzik.

Ha a kristályban a diszlokáció-sűrűség átlép egy bizonyos küszöböt, a fentebb említett mechanizmusok már nem képesek kellően hatékonyan csökkenteni a felgyülemlett diszlokációk mennyiségét, ami végül a kristály eredeti szerkezetének teljes átrendeződését, azaz átkristályosodását eredményezi. Ezen elsődleges, a deformáció során történő átkristályosodást nevezzük **dinamikus átkristályosodásnak**, amely jelentős szemcseméret-csökkenéssel és gyakran bimodális szemcseeloszlás kialakulásával jár együtt. Az átkristályosodott kristályaggregátumokban gyakori az erősen varratos (szuturás), „nem-egyensúlyi” szemcsekontaktus. E folyamat során szintén kialakul a kitüntetett kristálytani irányítottság.

A dinamikus átkristályosodás hőmérsékletfüggő, így az egyes kőzetalkotó ásványok átkristályosodása egyfajta mikroszerkezeti termométerként is használható. A kalcitnál a dinamikus átkristályosodás alsó hőmérsékleti határa kb. 250°C (BURKHARD 1993), de magas deformációs sebességnél már 180–200°C-on is végbemehet (BURKHARD 1990). A másik legfontosabb karbonátásvány, a dolomit dinamikus átkristályosodása viszont csak jóval magasabb hőmérsékleten, kb. 450–480°C-on megy végbe (KRUHL 1993). A kvarc dinamikus átkristályosodásának alsó hőmérsékleti határa kb. 270–300°C (VOLL 1976, 1980; VAN DAALLEN et al. 1999). A földpátoknál a küszöbhőmérséklet 450–500°C körüli (VOLL 1976, 1980; TULLIS 1983, TULLIS & YUND 1985, ALTENBERGER et al. 1987), bár e csoportnál a víz jelenlétében végmenő retrográd reakciók a küszöbhőmérsékletet csökkenthetik (FITZ GERALD & STÜNITZ 1993). A biotit dinamikus átkristályosodása — a kvarchoz hasonlóan — szintén kb. 300°C-on kezdődik (VOLL 1976, 1980). A fehér csillám dinamikus átkristályosodása viszont lényegesen magasabb hőmérsékleten, mintegy 450–500°C-n indul meg (KRUHL 1993).

Mikroszerkezeti bélyegei alapján többnyire jól megkülönböztethető a dinamikus átkristályosodástól a **statikus** (metamorf, sensu stricto) **átkristályosodás**, amely utóbbi általában magasabb hőmérsékleten és deformációmentes (statikus) körülmények közt megy végbe. Ennek során a korábban deformált szemcsékben a felhalmozódott rácshibák mennyisége — a magasabb hőmérsékleten intenzívebb kristályon belüli diszlokációvándorlásnak és diffúciónak köszönhetően — csökken. A statikus átkristályosodás során az egyes ásványszemcsék mérete — szemben a dinamikus átkristályosodással — nő, és jellegzetes „egyensúlyi” (egyenes vagy enyhén görbült, egymással kb. 120°-ot bezáró) szemcsehatárok jönnek létre a belső deformációtól mentes, új kristályok között. E két átkristályosodási típus a metamorf ciklus során egymással „versenyző”, ellentétes irányú folyamatok, amelyek bonyolult kölcsönhatása szabja meg a kőzet végső szöveti képét.

#### ***4.3.1.2. A kitüntetett kristálytani irányítottság és kapcsolata az egyes deformációs típusokkal***

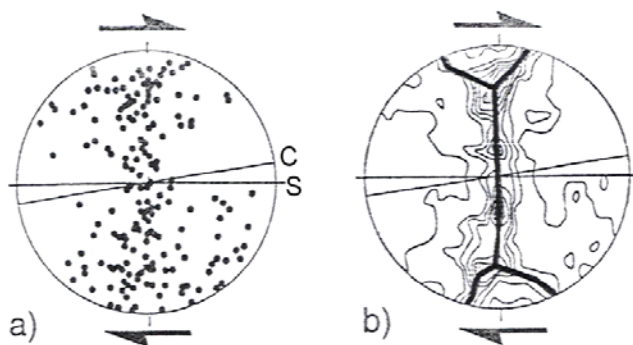
A kitüntetett kristálytani irányítottság kialakulása — mint láttuk — az egyes ásványok kristályplasztikus deformációja során a különböző intrakristályos csúszósíkrendszerek hőmérsékletfüggő aktivitásának eredménye. E jelenség vékonycsiszolatban (megközelítőleg) monomineralikus szemcseaggregátumok esetében figyelhető meg legjobban. Kvarc esetében gipsz segédlemezzel ellenőrizhető, amelynek betolásakor az adott szemcseaggregátum dominánsan egyszínű (kék vagy sárga) lesz keresztezett nikolok mellett. Kalcitnál a magas interferenciaszín miatt a hagyományosnál (30  $\mu\text{m}$ ) lényegesen vékonyabb (kb. 5  $\mu\text{m}$ ) csiszolat szükséges, melynek elkészítése rendkívül időigényes, s nagy rutint igénylő feladat.

A kitüntetett kristálytani irányítottság kvantitatív mérésének egyik lehetséges optikai eszköze a Fedorov-(vagy: univerzális forgó)asztal. A főtengelyes kőzetalkotó ásványoknál (pl. kvarc, kalcit) az optikai tengely és a kristálytani főtengely egybeesik, ezért az előbbi térbeli helyzetének meghatározásával a kristálytani orientáció is azonnal adódik. A mérés lényege, hogy a kristály optikai indikatrixának főmetszeit a térben a mikroszkóp szimmetria-síkjaival hozzuk fedésbe. A mérés menetének részletes leírását PASSCHIER & TROUW (1996) munkája (p. 225-230) tartalmazza, az alábbiakban a mérési eredmények ábrázolási gyakorlatát és értelmezési lehetőségeit mutatom be.

A méréshez a kőzet  $x$ - $z$  irányú metszetét használjuk fel (4.2. fejezet), így ezen irányok egyben vonatkoztatási rendszerként szolgálnak az eredmények Schmidt-hálóban történő ábrázolásánál is (27. ábra). A vetületi háló K-Ny-i egyenese felel meg a legnagyobb megnyúlás ( $x$ ) irányának, a palásságra merőleges ( $z$ ) irány pedig az É-D-i tengellyel



párhuzamos. A véges deformációs ellipszoid Y tengelye a vetületi síkra merőleges helyzetű (vetületi pontja így a háló középpontja). Ez a geometria az optikailag egytengelyű ásványok *c*-tengelyeinek helyzetét mutatja a vázolt referencia-tengelyekhez képest: a palásság K-Ny-i csapású, függőleges helyzetű síkként jelenik meg a vetületben, az ásványmegnyúlási vonalasság ezen egyenes K-i vagy Ny-i végpontján helyezkedik el. Az ábrázolásnál elterjedt gyakorlat, hogy a mért pontok eloszlási maximumait összekötő vonalat adják meg, így emelve ki az eloszlásbeli jellegzetességeket (27b. ábra).



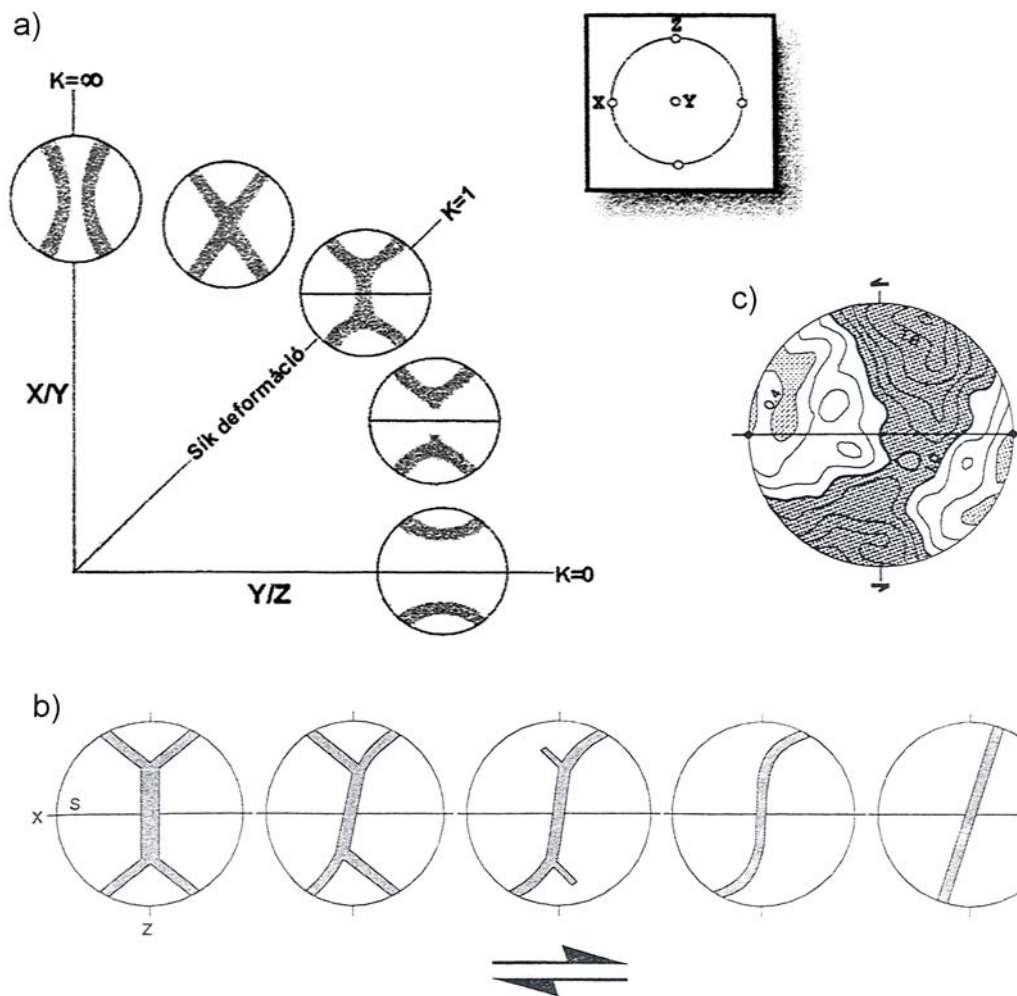
**27. ábra.** Főtengelyes ásványok kristálytani irányítottságának ábrázolása a Schmidt-hálóban (MESCHÉDE 1994 után).

**a)** Kvarc szemcsék *c*-tengelyeinek eloszlása a sztereogramban. **b)** A vastag vonal az eloszlási maximumokat köti össze. A nyilak a nyírási irányt mutatják, a sztereogram K-Ny-i tengelye a palásság síkjával (S) esik egybe. A vékony ferde vonal a nyírás síkját mutatja (C).

A kapott mintázatok alapján mindenképp a deformáció típusa („tisztá” alakváltozás vagy egyszerű nyírás, 28a-b. ábrák), illetve hőmérséklete és intenzitása jellemezhető. Egyszerű nyírás esetén a nyírás iránya is meghatározható a mintázat aszimmetriája alapján (28b-c. ábrák).

A kvarc esetében a mintázatok alapján jól látható, hogy tiszta (koaxiális) alakváltozás esetén a *c*-tengely eloszlások szimmetrikusak (28a. ábra). Az eloszlások geometriai jellegéből a tiszta deformáció típusára (többirányú rövidülés, lapulás, sík alakváltozás) következtethetünk. A sík alakváltozást ún. szimmetrikusan kereszteződő *c*-tengely övek jellemzik (28a ábra), ahol az övek által bezárt szög a deformáció hőmérsékletére utal: minél nagyobb a szétnyílási szög az északi, illetve déli pólus körül, annál magasabb volt a hőmérséklet (KRUHL 1998).

A sík alakváltozásra jellemző szimmetrikus alakzat az egyszerű nyíráshoz (nem-koaxiális) komponens belépésével folyamatosan aszimmetrikussá válik (28b. ábra), mivel a *c*-tengelyek eloszlási maximumai a nyírás hatására fokozatosan eltolódnak. A nyíró komponens egyre erősebb dominanciájánál az egyik öv akár teljesen el is tűnhet, s eljutunk a csak egy övből álló, a nyírás irányába dőlő „végtaghoz”, amely elsősorban a közepes-magas fokú metamorfitek esetében jellemző a kvarcnál (SCHMID & CASEY 1986).



**28. ábra.** Kvarc (a-b) és kalcit (c) szemcsék  $c$ -tengelyeinek eloszlása koaxiális és nem-koaxiális deformáció esetén (SCHMID & CASEY 1986, illetve SCHMID et al. 1987 alapján).

Kvarc szemcsék  $c$ -tengelyeinek eloszlása a Flinn-diagramban **a)** progresszív, „tiszta” (koaxiális) deformáció esetében. **b)** A jobbos nyírás (nem-koaxiális deformáció) hatására a sík alakváltozás szimmetrikus mintázata fokozatosan aszimmetrikussá válik. **c)** Kalcit szemcsék  $c$ -tengelyeinek eloszlása balos nyírás esetén: a mintázat aszimmetriája hasonló a kvarcéhoz (b), tehát ugyanolyan irányú nyírás a kvarcéval ellentétes szimmetriájú mintázatot hoz létre. A bekeretezett kis ábra a deformációs tengelyek (X, Y, Z) irányait jelzi a sztereogramban.

A kalcit  $c$ -tengely mintázatai egyező irányú egyszerű nyírásnál ellentétes aszimmetriát mutatnak a kvarc mintázattal (vö. 28b-c. ábrák). Ez azzal függ össze, hogy a kalcitban a kitüntetett kristálytani irányítottság kialakulását dominánsan az ikresedés okozza (ún. „ikresedési deformációs rezsim”; SCHMID et al. 1987), ami — az ikresedés kristálytani geometriájából következően (l. BURKHARD 1993) — a nyírásiránnyal ellentétes irányba forgatja el a  $c$ -tengelyek maximumait, amelyek így közelítőleg a maximális főfeszültség ( $\sigma_1$ ) irányával esnek egybe (SCHMID et al. 1981, WENK 1985, WENK et al. 1987, LAW 1990). A szintektonikus szöveti viszonyait megőrző (nagyon) kisfokú kalcit-milonitokban általában jól

megfigyelhető a szemcsék intenzív ikresedése (az  $e$  (1012) romboédersík mentén), és gyakran jellemző a kitüntetett szemcsealaki irányítottság — egyirányba rendeződő, megnyúlt szemcsék — is (SCHMID et al. 1981, DIETRICH & SONG 1984). E kristálysiklatással létrejövő, mikroszerkezeti bélyegekhez társuló kitüntetett kristálytani irányítottság egyértelműen az „ikres deformációs rezsím” aktivitását jelzi.

Ugyanakkor a kalcitban is észleltek a kvarccal egyező (maximumok a nyírás irányába forgatva)  $c$ -tengely mintázatot (TRULLENQUE et al. 2003). A szemcsékben ez esetben viszont ikresedés egyáltalán nem észlelhető. A kitüntetett kristálytani irányítottság létrejöttében itt az ikresedés nem játszott szerepet, hanem — akárcsak a kvarc esetében — a diszlokációs kúszás mechanizmusa (bázislap (0001) menti transláció) vezetett az irányítottság kialakuláshoz (TRULLENQUE et al. 2003).

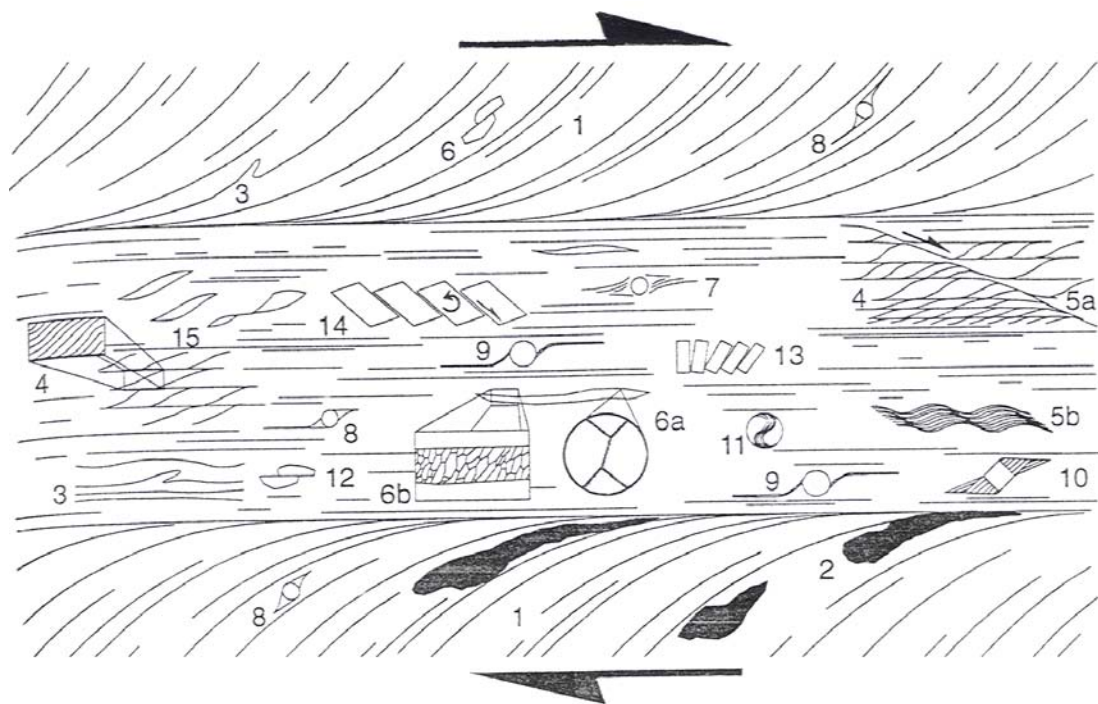
A kitüntetett kristálytani orientáció hiánya utalhat (1) a deformáció után végbemenő (statikus) átkristályosodásra, ami felülírta a korábbi kitüntetett irányítottságot, vagy (2) a képlékeny alakváltozás során aktív deformációs mechanizmusok (pl. nyomási oldódás, „szuperplasztikus folyás”) nem is hoztak létre kitüntetett kristálytani irányítottságot.

#### **4.4. Milonitok**

A képlékeny deformáció során dominánsan egyszerű nyírással létrejött, környezetéhez képest intenzíven deformált, többnyire finomszemű, kitűnően palás és a palássági síkon általában határozott ásvány/megnyúlási vonalasságot mutató kőzetet milonitnak nevezünk. A milonitok a földkéreg — első közelítésben síkszerű geometriájúnak tekinthető — képlékeny nyírozónáihoz kapcsolódnak, amelyek a kéreg felső részére jellemző töréses elmozdulási övek mélységi megfelelőit képviselik.

A milonitok jellegzetes mikroszerkezetűek: általában igen finomszemű, erősen irányított szövetű mátrixban nagyobb, változatos geometriájú klasztok „úsznak”. E szöveti jelleg — a klasszikus, egyszerű mechanikus felőrlődést feltételező vélekedéssel szemben (LAPWORTH 1885) — jellemzően az egyes kőzetalkotó ásványok kristályplasztikus deformációjával jön létre (4.3.1. fejezet). Bár egyes ásványok töréses viselkedést (is) mutat(hat)nak a milonitokban, a hangsúly azonban a kőzet egészére jellemző domináns deformációs tartományon van. A részben átfedő deformációs mechanizmusok miatt azonban a milonitok elkülönítése helyenként nem könnyű a döntően már a töréses rezsímhez sorolható katakláizitoktól (1. táblázat).

A milonitok további jellegzetessége, hogy a palásságra merőleges és a megnyúlási vonalassággal párhuzamos ( $x-z$ ) metszetekben az egyszerű nyírás során kialakult, aszimmetrikus (monoklinális szimmetriájú) mikroszerkezetek figyelhetők meg. E szerkezetek (ún. „kinematikai indikátorok”) segítségével határozhatjuk meg a végbement egyszerű nyírás irányát (29. ábra), majd a kőzetminta térbeli irányítottságának ismeretében az elmozdulás valós jellegét és az ebből adódó tektonikai transzportirányt.



**29. ábra. Nyírási irányt jelző aszimmetrikus szerkezetek egy jobbos nyírózónában.**

(1) A palásság „befordulása” a nyíró zónába (2) Eredetileg nagyjából izometrikus szerkezetek (pl. paleoszom migmatitban) megnyúlása és „befordulása” a nyíró zónába (3) Aszimmetrikus, a palássági síkokban fellépő (kisméretű) redők (4) S-C palásság (5a) Nyírási szalagok (5b) Extenziós krenulációs palásság (ECC) (6a) Kitétetett ásványtani irányítottság kvarcban (6b) Dinamikusan átkristályosodott szemcsék aszimmetrikus irányítottsága (ún. „ferde palásság”) (7)  $\theta$ -klaszt körülölelő palásság aszimmetriája (8)  $\sigma$ -klaszt körüli aszimmetrikus nyúlványok (9)  $\delta$ -klaszt körüli aszimmetrikus nyúlványok (10) Porfiroklaszt nyomásárnyékában aszimmetrikusan elhelyezkedő rostos kifejlődésű kristályok (11) „Hólabdaszerkezet” kialakulása növekedése közben forgó porfiroblasztban (12) Szétnyírt porfiroklasztok (13) Dominó- (ill. könyvespolc-) szerkezet (14) Antitetikusan forgó, aszimmetrikus „budinázs”-szerkezetek (15) „Csillám-hal”.

Az összeállítást EISBACHER (1970), LISTER (1977), BERTHÉ et al. (1979), LISTER & WILLIAMS (1979), PLATT & VISSERS (1980), PONCE DE LEON & CHOUKROUNE (1980), WHITE et al. (1980), RAMSAY & HUBER (1983), SIMPSON & SCHMID (1983), WHITE et al. (1986), DENNIS & SECOR (1987), és JORDAN (1991) munkáinak felhasználásával MESCHÉDE (1994) készítette.

A 29. ábrán bemutatott nyírási kritériumok közül különösen fontosak a milonitok fő tömegét adó, finomszemcsés „mátrixban” észlelhető aszimmetrikus szerkezetek, mivel ezek jelzik legmegbízhatóbban az ösztérfogat deformációját. Ezért a viszonylag homogén anyagú

és szemcseméretű kőzetek (pl. kvarcitok, márványok) esetében különös jelentősége van a kitüntetett kristálytani irányítottságnak (4.3.1.2. fejezet). Megbízható nyírásirányjelzők általában a ferde és S-C palásság és általában a nyírási szalagok is (29. ábra). A különböző forgó és/vagy aszimmetrikus budinázs-szerkezetű klasztok, a palásságon belüli redők azonban lokális geometriai okok miatt az ösztérfogatra jellemzővel ellentétes nyírást is mutathatnak, ezért — ha van rá mód — ezeket mindig célszerű más szerkezetekkel is ellenőrizni (HANDY & ROSENBERG 1998).

Az ismertett nyírásirányjelző szerkezetek előfordulása természetesen nem korlátozódik kizárólag a milonitokra, bár kétségtelenül ezekben a legjellemzőbbek. A legtöbb metamorf kőzet elszenved kisebb-nagyobb mértékű egyszerű nyírást (pl. a redőszárnyakon) deformációtörténete során, s a kialakult nyírásirányjelzők vizsgálatával egy-egy kisebb kőzetre jellemző nyírásirány megállapítható. A szerkezeti interpretáció során azonban e meghatározott nyírásirányokat sosem szabad — általános érvénnyel — kiterjeszteni nagyobb területre anélkül, hogy először ne ágyoznánk őket a feltárásokban megfigyelt és a regionális szerkezetek összefüggésrendszerébe.

| A kőzet megnevezése                    | <i>Vetőbreccsák</i> (Kaikiriték)  | <i>Kataklázit</i>   | <i>Pseudotachylit</i>   | <i>Milonit</i>   |
|--|---|---|---|--|
| <b>Szerkezeti jellemzés</b>            | Nem vagy csak nagyon gyengén kötött, cementálatlan, kohéziómentes kőzet; az esetek döntő többségében irányítatlan szövettel.                                  | Cementált, kohézív, breccsás megjelenésű, általában irányítatlan szövétű kőzet. Néha gyengén fejlett paláság, ill. kezdődő átkristályosodás és új ásvány(ok) növekedése is észlelhető.  | Sötét színű, masszív, üveges vagy mikrokristályos kőzet. Általában erekben, ill. repedéshálózatokban jelenik meg.   | Kitünően palás, általában finom szemcsés kőzet, legtöbbször jól fejlett megnyúlási vonalassággal. Nagyon jól irányított szövet mind makro-, mind mikro szinten. Képlékeny nyírózónákhoz kötődik.                 |
| <b>Klasztok és a mátrix részaránya</b> |   |   |   |  |
| 100–90%      0–10%                     | Vetőbreccsa<br>(dörzsbreccsa, fault breccia)<br>A szabad szemmel látható kőzetfragmentumok mennyisége >30%  | Protokataklázit   | ↓   | Protomilonit   |
| ↑                  ↓                   |   |   |   |  |
| 90–50%      10–50%                     | Vetődörlet (Fault gouge)<br>A szabad szemmel látható kőzetfragmentumok mennyisége <30%  | Kataklázit  | ↓   | Milonit  |
| ↑                  ↓                   |   |   |   |  |
| 50–10%      50–90%                     |   | ↓   |   | ↓  |
| ↑                  ↓                   |   |   |   |  |
| 10–0%        90–100%                   |   | Ultrakataklázit   |   | Ultramilonit (pl. fillonitok)  |
| <b>Keletkezés</b>                      | A kőzet mechanikai felörlődése törések mentén a földkéreg legfelső zónájában (kvázi felszíni körülmények közt), az eredeti kőzetkohézió teljes elvesztésével. | A földkéreg felső részére (<10 km) jellemző tektonit. Mikrotörések, inter- és intrakristályos repedések keletkezése és terjedése, ill. ezek menti csúszás a teljes kőzettérfogatban az eredeti kőzetkohézió megtartásával (cataclastic flow). | Törések mentén a súrlódási hő hatására lokálisan megolvadó és gyorsan üvegesen megdermedő kőzet. A törés környezetében a mellékkőzetbe kisebb erek formájában injektálódhat. Kapcsolódhat kataklázitokhoz is. | A földkéreg mélyebb zónáiban (>10 km) a kőzetek <i>képlékeny!</i> deformációjával (kristályplaszticitás, dinamikus átkristályosodás, szemcseméret-csökkenés, diffúziós anyagvándorlás, stb.) létrejövő tektonit. |

*Blasztomilonit:* Olyan milonit, melyben az egyszerű nyírási deformáció közben új, metamorf ásványok is keletkeznek (szintektonikus ásványnövekedés). Használják a deformáció után jelentősebb statikus átkristályosodást szenvedett milonitokra is.

**1. táblázat. A milonitok és néhány fontosabb vetőkőzet osztályozása és szerkezeti-genetikai jellemzői. MCCLAY (1987) és MESCHÉDE (1994) munkái alapján.**

## 5. A szerkezetföldtani vizsgálatok eredményei

### 5.1. Mintavételezési stratégia

Munkám fő célkitűzése a két egység deformációtörténeti vizsgálata volt, ezért a tanulmányozott területet statisztikailag is reprezentáló (térbelileg viszonylag egyenletes) mintavételezésre törekedtem (*I. II. és IV. sz. mellékletek*). Adott feltárás vagy kicsiny részterület alaposabb mintázására csak a terület egészének szempontjából is fontosnak látszó probléma esetén került sor. Egy-egy képződményt csapás mentén akkor mintáztam kis távolságon belül többször, ha ezt egy-egy szerkezeti elem bizonytalansága vagy orientációjának furcsasága indokolta, illetve ha azt valamilyen kőzettani szempont (pl. litológiai korreláció) tette szükségessé.

Alapvető kritériumot jelentett, hogy a vizsgált terület összes lényeges litosztratigráfiai elemét mintázzam, így ezek mikroszerkezeti jellegzetességeit összevethessem. A vizsgálatok egyik legfontosabb területét a képlékeny anyagtranszport irányának meghatározása jelentette, ezért a mintavételezés során külön figyelmet fordítottam az e szempontból ígéretesnek tűnő kőzettípusokra (jól palásodott, a paláság síkjában határozott megnyúlást mutató, különböző klasztokat tartalmazó kőzetek).

Az irányított mintavétel minden esetben szálban álló, jól feltárt képződményből történt. Referencia-felületként valamely kielégítő pontossággal mérhető ( $\pm 3-5^\circ$ ) síkszerű szerkezeti elemet — az esetek túlnyomó részében a „főpaláságot” ( $S_2$ ) — használtam. Ha a feltárásban több szerkezeti elem is jól azonosítható volt, úgy mindig próbáltam gyűjteni mintát, hiszen ez nagymértékben elősegítette a terepi és mikroszkópos szerkezetek korrelációját.

Igyekeztem figyelni a kőzettani üdeségre is, bár a szerkezeti és a kőzettani kívánalmak nem mindig voltak egyszerre teljesíthetők. A kisebb fokú utólagos elváltozások (mállottság, hidrotermális hatások) a szerkezeti vizsgálatot és értelmezést az esetek többségében nem zavarták, sőt helyenként kifejezetten hasznosnak is bizonyultak.

A Szendrői-egység esetében vizsgálataim a sensu stricto Szendrői-hegységre terjedtek ki, s nem mintáztam az Edelénytől NyDNY-ra található kisebb, elszigetelt feltárásokat. A későbbiekben azonban feltétlenül érdemes e területet, illetve az itt mélyült (még fellelhető) fúrások anyagát is bevonni a kutatásokba (*vö. 6. fejezet*).

## 5.2. Térképi ábrázolás

Szerkezeti adataim és az irányított minták származási helyének térképi ábrázolásához az Upponyi-hegység esetében LESS et al. (2002), a Szendrői-hegységhez GYALOG et al. (1999) munkáit használtam fel. E térképek koordinátahelyes, digitális formátumban álltak rendelkezésre a MÁFI Térinformatikai Főosztályán, s csatlakozik hozzájuk a területen mélyült fúrások digitális adatbázisa is, ami az adatok egységes kezelését lényegesen megkönnyítette.

A felhasznált térképek elsősorban KOVÁCS (Upponyi- és Szendrői-hg.) és PÉRÓ (Szendrői-hg.) 1:10000-es méretarányú felvételeire támaszkodva készültek (I. KOVÁCS 1983b, illetve KOVÁCS & PÉRÓ 1994), továbbá figyelembe veszik JÁMBOR (1958) munkáját is. Irodalmi adatok és saját vizsgálati eredményeim alapján kisebb módosításokat azonban mindkét hegység esetében végrehajtottam (2.3.2.2. és 2.3.3.2. fejezetek). A hegységekről kétféle (a kainozoos képződményeket összevontan ábrázoló) térképet készítettem:

(1) A fontosabb geofizikai szelvényeket és az alaphegységet ért mélyfúrásokat is feltüntető **áttekintő földtani térkép** az Upponyi-hegység esetében 1:20000, a Szendrői-hegység esetében 1:50000-es léptékű (II. és IV. sz. mellékletek). E térképek feltüntetik a mintavételi helyeket és a hozzájuk tartozó mintaazonosítókat is.

A Szendrői-hegység áttekintő földtani térképe szemlélteti továbbá a földtani felépítés és a gravitációs anomáliásávok hozzávetőleges viszonyait is (vö. 2.4.4. fejezet, illetve I. és IV. sz. mellékletek). E térképen a barna vonalak a pozitív gravitációs maradék-anomáliásávok tengelyeit, míg a zöld vonalak a negatív gravitációs maradék-anomáliásávok tengelyeit jelzik.

(2) A **szerkezeti** adatokat bemutató **térképek** 1:10000 (Upponyi-hegység) illetve 1:25000 (Szendrői-hegység) méretarányúak (III. és V. sz. mellékletek). E térképeken az egyes elemek jellemző dőlésadatain kívül feltüntettem a szerkezeti értékelés szempontjából kulcsfontosságú feltárások, illetve kicsiny, szerkezetileg homogénnek tekinthető részterületek adatainak sztereogramjait is, mivel egy-egy térképi dőlésadat nem feltétlenül tükrözi vissza megfelelően az adott kibúvás (részterület) bonyolult belső struktúráját. A térképileg is jelentős szerkezeti elemek közül mindenekelőtt a korábbi térképezési eredmények és saját szerkezeti adataim alapján valószínűsíthető főbb redőtengelyeket ábrázoltam. A törések közül főként a viszonylag jelentősebb, a különböző geofizikai módszerekkel is megbízhatóan kimutatható elemeket jeleztem (vö. 2.4. fejezet). Az irányított minták azonosítóját és származási helyét e térképek is tartalmazzák, a minták további adatait (mintavételi hely leírása, közettípus, fontosabb mikroszerkezeti elemek helyzete, stb.) a II. Függelékben található táblázatok összesítik.



A szerkezeti térképeken saját mérési adataimon kívül szintén ábrázoltam korábban részletesen dokumentált, de ma már nem, vagy csak rosszul tanulmányozható feltárások jellemző adatait is. Ezen adatok forrásai: SCHRÉTER (1949a), JÁMBOR (1958), HERMESZ et al. (1990), KOVÁCS (szóbeli közlés), PÉRO (szóbeli közlés), CSONTOS (1989, illetve szóbeli közlés).

### **5.3. Általános szerkezeti jellemvonások**

A szerkezeti térképeken ábrázolt mérési eredmények a feltárások, kézipéldányok és a vékonycsiszolatok vizsgálata alapján mérhető és szétválasztható szerkezeti részelemeket képviselik. Az eredmények alapján mindkét egységben **három, egymást követő gyűrődési eseményt** lehetett megbízhatóan elkülöníteni, ezekre a továbbiakban az  $F_1$ ,  $F_2$ ,  $F_3$  jelöléseket használok (vö. III. és V. sz. mellékletek). Az egyes gyűrődésekhez tartozó redőtengelyeket az ún.  $\pi$ -pólus módszerrel szerkesztettem a mért rétegzési, illetve palássági adatok alapján az SSWIN program felhasználásával. A mikrotektonikai vizsgálatok alapján valószínűsíthető továbbá egy korai, a fentieket megelőző szerkezeti esemény (gyűrődés?) jelenléte is („ $F_0$ ”). Ennek reliktumai azonban csak apró, mikroszkópos léptékű szöveti doménekből őrződtek meg (5.4.2.2. és 5.5.2.2. fejezetek), ezért e deformációs esemény a terepi szerkezeti mérések alapján közvetlenül nem igazolható és térképen sem ábrázolható.

Az alábbiakban a térképeken ábrázolt szerkezeti elemek rövid, általános jellemzését adom (III. és V. sz. mellékletek). A két hegység szerkezeti jellemzőit részletesen az 5.4. és az 5.5. fejezetekben külön-külön tárgyalom.

Mindkét tanulmányozott egység több feltárásában is jól megfigyelhető az eredeti rétegzés ( $S_0$ ), amelyet többnyire eltérő anyagú, és/vagy szemcseméretű közetsávok váltakozása definiál. Az eredetileg igen finomszemű, sziliciklasztos üledékek (aleurolit, agyag) esetében terepen és vékonycsiszolatokban egyaránt jól észlelhető, hogy **a rétegzéssel párhuzamosan** kialakult egy **elsődleges palásság ( $S_{0-1}$ )**, amely mindenekelőtt a rétegszilikátok igen erős kitüntetett orientációjából adódik. E szerkezeti elem gyűrődése során gyakran lép fel intenzív transzpozíció, amelynek következtében a rétegzés tényleges helyzete helyenként vékonycsiszolatos vizsgálattal sem állapítható meg egyértelműen (5.4.2.2., 5.5.2.2. fejezetek).

Az  **$F_1$  redők** a rétegzést, illetve az ezzel párhuzamos első palásságot ( $S_{0-1}$ ) gyűrűrik. E gyűrődési fázis során jön létre az  **$S_2$  (tengelysík)palásság**, amely terepen gyakran az egyetlen jól azonosítható és mérhető szerkezeti elem („főpalásság”). A rétegzés és a palásság metsződéséből adódik az  $S_{0-1}$  vagy az  $S_2$  felülete(ke)n többnyire jól észlelhető **első metszési**

**vonalasság ( $\text{lin}_{11}$ )**. Az  $F_1$  redők a terepen közvetlenül viszonylag ritkábban észlelhetők, azonban az említett szerkezeti részelemek alapján sokszor mégis jól meghatározhatók (*I. sztereogramok a III. és V. sz. mellékleteken*). A szerkezeti térképeken ugyancsak ábrázolt **megnyúlási vonalasságot ( $\text{lin}_{\text{str}}$ )** — néhány kivételtől eltekintve — az  $S_2$  palásság síkjában határoztam meg.

Az  **$F_2$  redők** a (fő)palásságot (s természetesen minden korábbi elemet is) gyúrik tovább. E gyűrődési fázishoz kapcsolódik a többnyire gyengén fejlett, lokálisan megjelenő  $S_3$  (krenulációs) **palásság** kialakulása, amely feltárásban közvetlenül általában nem mérhető, hanem csak vékonycsiszolatos vizsgálattal azonosítható (főként a Szendrői-hegységben). Ugyancsak ritkábban észlelhető az e gyűrődéshez tartozó **második metszési vonalasság ( $\text{lin}_{12}$ )**, mely az  $S_3$  és  $S_2$  palásságok (illetve az  $S_2$  palásságba gyakran teljesen transzponált  $S_{0-1}$  foliáció) metsződésének a következménye.

Az ismertetett két metszési vonalasság ( $S_{0-1} \cap S_2$ , és  $S_2 \cap S_3$ ) dőlésirányai adott helyen általában hasonlóak, s csak a dőlésszögben térnek el kisebb-nagyobb mértékben. A szerkezeti térképeken mindkét metszési vonalasságot feltüntettem, ahol ezen elemek meghatározása a terepi észlelések, a (vágott) kézipéldányok, illetve a vékonycsiszolatok alapján lehetséges volt (*vö. II. Függelék*). Az egyes feltárások szerkezeti elemeit összefoglaló sztereogramokon viszont — a könnyebb áttekinthetőség érdekében — csak az első (domináns) metszési vonalasságot (szimbóluma: +) ábrázoltam (*III. és V. sz. mellékletek*).

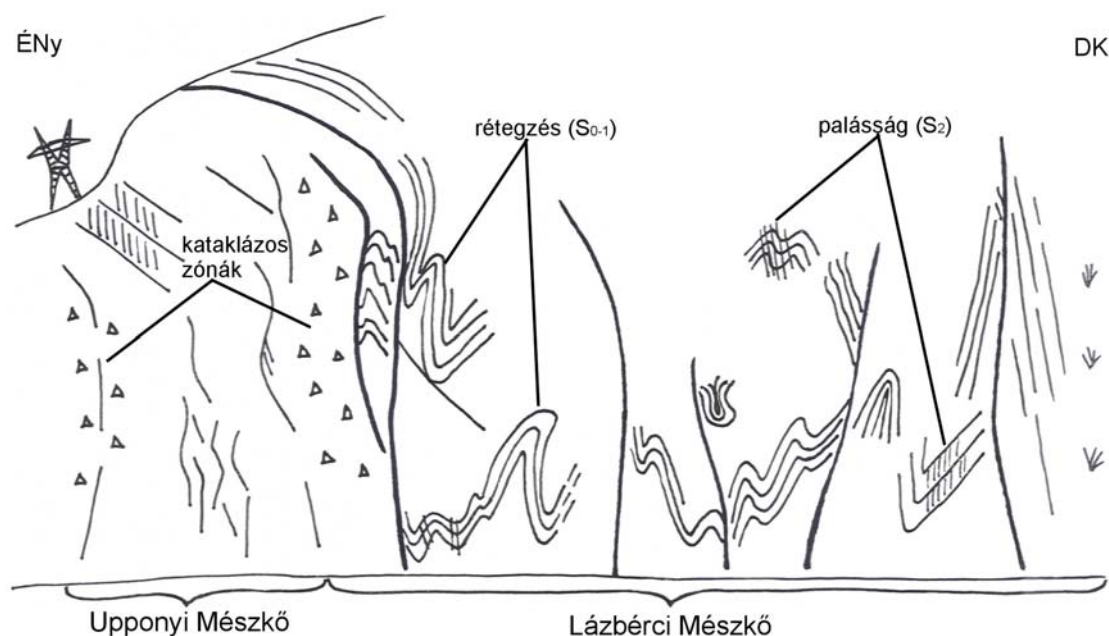
Az  **$F_3$  gyűrődések** jellemzően meredek tengelyű kink-redők, amelyek minden korábbi szerkezetet „elcsavarnak”. Helyenként a regionálisan jellemző csapásirányokat akár  $90^\circ$ -kal is elforgathatják. E gyűrődésekhez nem kapcsolódik újabb palássági generáció kialakulása. Ezen késői  $F_3$  redők (javarészt igen meredek) tengelyeit főként a sztereogramokon ábrázoltam.

## 5.4. Upponyi-hegység

### 5.4.1. Szerkezeti elemek jellemzése a terepi észlelések alapján

#### F<sub>1</sub> redők és elemeik

Az Upponyi-hegység paleozoos képződményeiben a kőzetek eredeti rétegzése, illetve az ezzel párhuzamos első palásság (S<sub>0-1</sub>) ugyan számos feltárásban megfigyelhető, de e szerkezeti elem helyzete a kibúvások jelentős részében nem határozható meg biztonsággal. Ugyanakkor általában megbízhatóan észlelhető az uralkodóan DK-i dőlésirányú „főpalásság” (S<sub>2</sub>), amelynek dőlésszöge általában meghaladja a 60°-ot (vö. III. sz. melléklet). A főpalásság többnyire mm-es léptékben jól fejlett. A palássági síkokhoz erősen ellapított objektumok kapcsolódnak sok kibúvásban. A kőzetek kézipéldányain a palásság főként az eltérő színű, szemcseméretű, illetve anyagú kőzetsávok váltakozásában nyilvánul meg. A palássági felületek mentén az anizotróp ásványok irányított elrendeződéséből adódóan — változó intenzitású — mechanikai elválás lép fel. E domináns palásság kb. párhuzamos az F<sub>1</sub> redők tengelysíkjaival, ami több feltárásban is jól megfigyelhető (30., 31. ábrák). A főpalásság keletkezése tehát genetikai kapcsolatban van a rétegzéssel párhuzamos első palásság (S<sub>0-1</sub>) gyűrődésével: az S<sub>2</sub> palásság az F<sub>1</sub> redők tengelysíkpalásságát alkotja (CSONTOS 1989).



30. ábra. A Csernely-völgy ÉK-i oldalának vázlatos szelvényrajza Uppony DNy-i határában („Bánya”).  
Módosítva CSONTOS (1989) után.

A szelvényben a Lázbérci Formáció álló-nyhén kibillentett, szoros, kissé hajladozó tengelysíkú F<sub>1</sub> redőkbe gyűrődött. A tengelysíkok enyhe hajladozása az F<sub>2</sub> gyűrődés hatását jelzi. A feltárást meredek törések kisebb blokkokra tagolják (vö. 112. ábra, 7.2.1.1 fejezet). Az ábrázolt szelvény hossza kb. 50 m.

A mért, illetve szerkesztett  $F_1$  redőtengelyek általában kis-közepes szöggel ( $5-30^\circ$ ) DNy felé dőlnek (*III. sz. melléklet*). Előfordul azonban ÉK-ies dőlésirány is (főként Lázbérci-víztározótól K-re), ami részben a redőtengelyek közel horizontális helyzetéből adódik, részben pedig (a nagyobb dőlésszögek esetében) utólagos tektonikai hatásra utalhat (tercier billentés). A térképi léptékű redőtengelyekre szintén DNy-i dőlésirány adódik (*vö. 7.2.1.1. fejezet*).

A feltárásokban megfigyelhető — jellemzően álló és enyhén kibillentett (ferde) —  $F_1$  redők többnyire zárt-szoros (néhol közel izoklinális) geometriájúak: a redőszárnyak által bezárt szög:  $5-70^\circ$  közt változik (*30., 31. ábrák*). Az  $F_1$  redők tengelysíkja gyakran hajladozik, ami az  $F_2$  gyűrődések hatását tükrözi (l. később). Az  $F_1$  redők többnyire hasonló jellegűek (*31. ábra*), tehát RAMSAY (1967) rendszerében a II típusnak felelnek meg (az ún. dőlési izogonok kb. párhuzamosak a tengelysíkkal).



**31. ábra.** Erősen gyűrűt karbon mészkő és agyagpala (Lázbérci F.) vázlatos szelvénye CSONTOS (1989) alapján a víztározó Ny-i partján, Dédestapolcsánytól kb. 1,5 km-re É-ra.

A szelvényben zárt-szoros, hasonló jellegű, enyhén aszimmetrikus, ÉNy-i vergenciájú  $F_1$  redők láthatók. Az  $F_1$  redőket és a palásságot ( $S_2$ ) helyenként  $F_2$  redők hajlítják tovább. A feltárást meredek törések — a vetőkarcok alapján eltolódások és vetők — szabdalják.

A II típusú redők mellett azonban az IC, illetve az IB típusok (ún. párhuzamos redők; RAMSAY 1967) is előfordulnak a feltárásokban (*33. ábra*). Viszonylag ritka redőformát képviselnek a ptigmatikus, általában erősen diszharmonikus gyűrődések, melyek csak kis léptékben (néhány cm-től max. pár dm-ig) észlelhetők. Megjelenésük vékony (1–10 cm-es), a környező, vastag agyagpala összehozva viszonyítva kompetens viselkedésű kovapala rétegekhez kötődik (Tapolcsányi F.), de e kisméretű redők az agyagpala rétegekben gyorsan „elhalnak”. E redők kialakulását főként az eltérő anyagú rétegek közti markáns kompetencia-kontraszt kontrollálja (RAMSAY & HUBER 1987). Bár a ptigmatikus redők javarészt feltehetően  $F_1$  gyűrődéshez kapcsolódnak, helyenként nem zárható ki ennél későbbi keletkezésük sem.

Az  $F_1$  gyűrődések számos feltárásban (gyengén) aszimmetrikusak: a hosszú és rövid szárnyak helyzetéből a redők uralkodóan ÉNy-i vergenciája adódik (*31. ábra*). A Dedevár szelvényében — ahol az ÉNy-i vergencia a legjobban tanulmányozható (l. FÜLÖP 1994) — zárt és nyílt  $F_1$  formák (redőszárnyak által bezárt szög:  $30-120^\circ$ ) egyaránt megfigyelhetők,

amelyekhez a réteglapokon jól fejlett — a mért redőtengelyekkel és a metszési vonalassággal ( $S_{0-1} \cap S_2$ ) párhuzamos — redőkévék (mullionok) csatlakoznak (32. ábra).



**32. ábra.**  $F_1$  gyűrődésekkel egyidejű redőkévék (mullionok) a Dedevári Mészke gyűrt réteglapján. Dedevári szelvény a Lázberci-víztározó K-i oldalában, a tó É-i elvégződésénél.

A redőkévék kis szöggel ÉK felé dőlnek, és párhuzamosak a metszési vonalassággal és a mérhető  $F_1$  redőtengelyekkel. A redőkévéket a kép középső részén kései,  $F_3$  kink-redő deformálja: a kévék iránya szűk sávban élesen megtörik, majd újra az eredeti irányban folytatódik.

Az  $F_1$  redők — akár feltáráson belül is — erősen változó geometriáját igazolja az Alsó-Mihály táró, illetve a táró melletti külfejtés szelvénye is (vö. PANTÓ 1954), ahol a gyakori szoros (néhol közel izoklinális) gyűrődések mellett jól megfigyelhetők a nyíltabb redőformák is, amelyek aszimmetriája DK-i vergenciát jelez e feltáráásban (33. ábra). A kis távolságon belül is változó redőstílus a képlékeny rövidülés inhomogén megoszlását jelzi a kisebb, általában néhány méteres nagyságrendű szerkezeti domének közt.

A Tapolcsányi-alegységben kihajtott, egykori vasérc tárókban gyakori jelenség, hogy a szoros-izoklinális  $F_1$  redők meredek dőlésű (közel függőleges), kompetensebb kovapala anyagú szárnyai erősen megnyúlnak-„hurkásodnak”, illetve szétszakadoznak (34. ábra). A budinázs-szerkezetek geometriája dőlésirányú húzást jelez, míg a redők csuklózónája számos esetben kivastagszik. Rendkívül erős szárnyirányú húzást jeleznek a kisebb, gyökerüktől teljesen elszakított, izolált redőcsuklók („horgok”), amelyek az inkompetensebb agyagpalába ágyazódnak. E jelenségek a Lázberci F. változó anyagi összetételű (agyagpala-mészke) feltárásaiban is megfigyelhetők (pl. a víztározó K-i partján).



**33. ábra.** Részlet a dédestapolcsányi Alsó-Mihály táró külfejtésének szelvényéből, enyhén aszimmetrikus, párhuzamos típusú, nyílt redővel.

A redő aszimmetriája DDK-i vergenciát jelez. A gyűrődés déli szárnyát kései, ÉNy-i dőlésirányú, kb. 1,5 cm-es elvetésű, viszonylag lapos dőlésű feltolódási sík metszi át (a kalapácstól balra). A gyűrt agyag- és kovapala rétegek érces impregnációt szenvedtek.



**34. ábra.** Erősen hurkásodott redőszárny részlete a Tapolcsányi F. vasas impregnációjú agyagpalájában. Alsó-Mihály táró, Dédestapolcsány.

A budinázs-szerkezetek „nyaka” (a kép síkjára merőleges, a táró falába befelé tartó irány) a mérhető  $F_1$  redőtengelyekkel kb. párhuzamos. A közel függőleges helyzetű rétegek kissé hajladoznak. A kép felső részén a rétegeket egy kései, laposan DK felé dőlő felület metszi el élesen, amely mentén kisebb ÉNy-i vergenciájú feltolódás ment végbe.

Az eddig említett feltárásokban a rétegzés ( $S_{0-1}$ ) és a palásság ( $S_2$ ) többnyire jól megkülönböztethető és mérhető. A kibúvások jelentős részében azonban nem ez a helyzet, hanem gyakran csak egyetlen, igen meredek, jó behatolású és erős préseltséget mutató síkrendszer észlelhető. E tájképileg is oly jellemző kibukkanások (pl. az Éleskő, a Bugyog-bérc és a Zsinnye-tető meredek sziklabordái) szerkezetileg úgy értelmezhetők, hogy a rétegzés és a palásság — a szoros (közel izoklinális)  $F_1$  redőgeometria következtében — szinte teljesen párhuzamos, és az intenzív transzpozíció miatt e két elem gyakorlatilag elkülöníthetetlené

válík. Ilyen redőgeometria jellemzi a Tornai-egységbe (Martonyi-alegység) tartozó tornaszentandrás szelvényt is (FODOR & KOROKNAI 2000), ahol azonban a fokozatos átmenet is kiválóan megfigyelhető az olyan szelvényrészletek közt, amelyek a gyúrt rétegzést és a kissé eltérő helyzetű palásságot jól észlelhetően tárják fel, illetve ahol a teljes transzpozíció miatt  $S_0$ ,  $S_1$  és  $S_2$  már megkülönböztethetetlen. A tornaszentandrás szelvény ezért kulcsfontosságú az Upponyi-hegység szerkezeti értelmezésének szempontjából is, hisz itt az átmenet közvetlenül sehol sem tanulmányozható.

Az  $F_1$  redők észlelhetőségét jelentősen befolyásolják továbbá a litológiai sajátosságok is: az eredetileg is gyengén tagolt, homogén ásványos összetételű és szemcseméretű rétegtani egységekben szinte sehol sem látszik közvetlenül a gyúrt szerkezet, hiszen anyagváltakozás híján semmi sem kontúrozhatja a belső struktúrákat (pl. a platform fáciesű Upponyi Mészke). Ezért különösen nagy jelentősége van **a metszési vonalasság** észlelésének a kibúvásokban, hisz ennek **jelenléte** — közvetetten — **önmagában is utal a gyúrt szerkezetre**. E szerkezeti elemet a palásság felületén konzekvens irányítottságú, anyagilag és/vagy szemcseméretben váltakozó, vékony sávok definiálják. A rétegzési felületeken általában miliméteres nagyságrendű vonalkázottság formájában figyelhető meg a metszési vonalasság, amely a palássági felületek menti elválás következtében alakul ki (35. ábra). E finom vonalasság többnyire még a meglehetősen homogén anyagú és szemcseméretű kőzetekben is észlelhető (vö. III. sz. melléklet).



**35. ábra.** Metszési vonalassággal párhuzamos rovátkoltság a Lázbérci Mészke meredek dőlésű rétegzési, illetve palássági felszínein. Bugyog-bérc DNy-i oldala.

A metszési vonalasság kis szöggel DNy felé dől, amely irányítottság párhuzamos az e részterületen jellemző  $F_1$  redőtengelyekkel.

A redőkévék ugyancsak a metszési vonalassággal kb. párhuzamos, rúdszerű szerkezetek, ezért fontos szerkezeti markerek (32. ábra). A metszési vonalasság irányítottsága

konzekvensen egybeesik a mért és szerkesztett  $F_1$  redőtengelyirányokkal, ahol a redők közvetlenül is megfigyelhetők. Egyes feltárásokban (pl. Dedevár, Bugyog-bérc) a palássággal (és/vagy a rétegzéssel) párhuzamos felületeken a metszési vonalassággal egyező irányítottságú megnyúltság figyelhető meg (36. ábra), amelyet az elvágott kézipéldányok és vékonycsiszolatok szerint különböző színű (de azonos anyagú), erősen deformált, kisebb-nagyobb kőzetlencsék, megnyúlt- és/vagy forgatott klasztok, illetve különféle szemcseaggregátumok definiálnak (vö. 5.4.2.3. fejezet).



**36. ábra.** A közel függőleges helyzetű palásság síkjában elnyúlt, világos kőzetlencsék szürke mátrixban. Lázberci Mésző, Bugyog-bérc DNy-i oldala.

A megnyúlás iránya ÉK-DNy-i, ami kb. párhuzamos a metszési vonalasság helyzetével.

### $F_2$ redők és elemeik

Az  $F_2$  gyűrődési fázis a feltárásokban mindenekelőtt a „főpalásság” ( $S_2$ ) kisebb-nagyobb mértékű utólagos deformációjában (hullámzásában) jelentkezik (37. ábra). Az ennek során létrejövő  $S_3$  krenulációs palásság az Upponyi-hegység feltárásaiban közvetlenül nem észlelhető. Ugyanakkor az erősen inkompetens képződményekben (pl. agyagpalák) megfigyelt kaotikus gyüredezettség részben biztosan az  $F_1$  és  $F_2$  gyűrődések szuperpozícióját tükrözi (31. ábra). A nagyobb, „szabályos”  $F_1$  formákat gyakran torzítják kisebb  $F_2$  cikk-cakk és/vagy kink-szerű redők, amelyek végül az egész formának erősen diszharmonikus jelleget kölcsönöznek. A gyakori cikk-cakk geometrián kívül párhuzamos (IB típusú, RAMSAY 1967), nyílt és zárt  $F_2$  redők is előfordulnak. Az  $F_1$  és  $F_2$  redők meglehetősen változatos és átfedő formakincse sokszor nem teszi lehetővé, hogy adott gyűrődést kizárólag geometriai jellegei alapján valamelyik gyűrődési fázishoz soroljunk.

Az első, szerkezetileg meghatározó gyűrődési fázis során létrejött elemeket deformáló  $F_2$  redők tengelyei javarészt kb. párhuzamosak az elsőkével: általában ÉK-DNy-i, néhol ÉÉK-



DDNy-i csapásúak. A redőtengelyek dőlésszöge viszont nagyobb szórást mutat, nem ritkák a közepes (20–50°) dőlésértékek (III. sz. melléklet).



**37. ábra.**  $F_2$  gyűrődés Abodi Mészköben, amely a „főpalásságot” ( $S_2$ ) is hajlítja. Feltárásrészlet a Csernely-völgyből a Vízközre vezető erdészeti út mentén.

A feltárásban az  $F_2$  gyűrődések tengelyei általában nagyobb dőlésszögűek  $F_1$  redőtengelyeknél, a tengelyirányok többnyire hasonlóak.

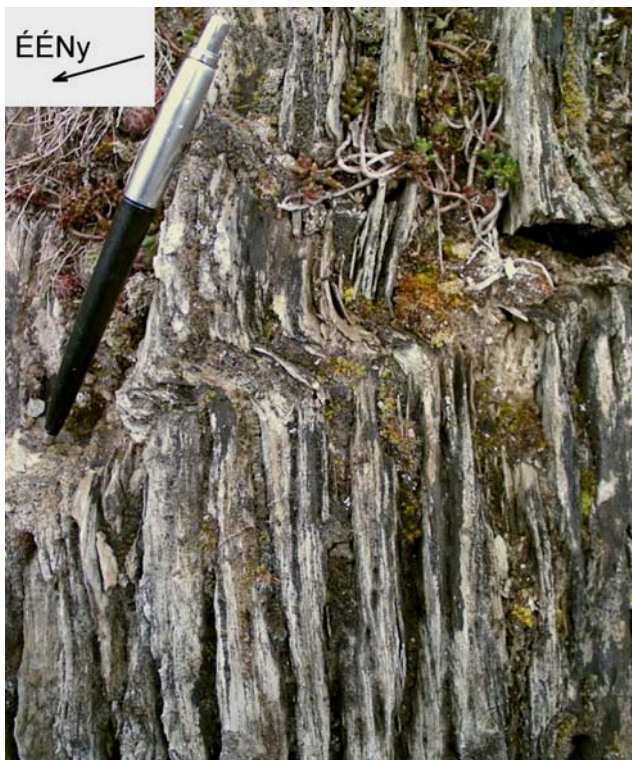
Az ÉK-DNy-i irányítottságú  $F_2$  redőkön kívül azonban előfordulnak „anomális”, az előzőekre közel merőleges, ÉNy-DK-i irányítottságú  $F_2$  redőtengelyek is. Ezen esetek egy részében a palásság dőlésiránya is „anomális” (DNy-i illetve ÉK-i), ami további deformáció ( $F_3$  gyűrődések, l. később) jelenlétére hívja fel a figyelmet. Azonban az „anomális” dőlésirányú  $F_2$  tengelyek „normál” (DK-i) dőlésirányú palásság esetén is észlelhetők. A feltárások alapján nem dönthető el egyértelműen, hogy az említett „anomális” irány külön szerkezeti eseményt jelez, vagy valamilyen más (lokális?) hatás eredménye. Tekintettel arra, hogy geometriai jellegeikben, stílusukban nincs különbség a „normális” irányú ( $F_1$  gyűrődésekkel kb. párhuzamos)  $F_2$  redőkhöz képest, ezért ezen „anomális” tengelyű redőket is az  $F_2$  gyűrődési fázishoz soroltam. Ezen belül esetleg önálló alfázist is képviselhetnek, jöllehet a mért  $S_{0-1}$  és  $S_2$  adatok alapján ezen gyűrődések szerepe összességében igen alárendelt.

Bár az  $F_2$  gyűrődések főként a palásság deformációjában nyilvánulnak meg, az uralkodóan DK-i dőlésű főpalásság ( $S_2$ ) dőlésirányának változása (ÉNy-i dőlés) azonban még nem feltétlenül jelez  $F_2$  gyűrődést, hiszen  $S_2$  tengelysíkpalásság dőlésiránya a (közel) szimmetrikus, szoros-zárt, álló  $F_1$  redők esetében akár ÉNy-i is lehet. Ha az ÉNy-i dőlésirányú palásság azonban 70-75°-nál kisebb szöggel dől, akkor valószínűleg második gyűrődésről van szó, még ha ez közvetlenül nem észlelhető is.

Az  $F_1$  és  $F_2$  gyűrődésekhez gyakran kapcsolódnak kisebb, kis-közepes szöggel ÉNy vagy DK felé dőlő belső feltolódások és lenyesési felületek. E szerkezetek többnyire a redőződés során fellépő térproblémákat oldják fel, javarészt tehát nem elsődleges, hanem inkább akkomodációs szerkezeti elemeket képviselnek. A kisebb feltolódások-pikkelyek részint az  $F_1$  gyűrődési fázishoz köthetők, többségük azonban az  $F_2$  (és/vagy  $F_3$ ) gyűrődéseket kíséri, hiszen számos esetben átmetszik a korábbi  $F_1$  (és néhol az  $F_2$ ) redőket. E kései deformációkat jól jelzik az  $F_1$  redőszárnyak kisebb-nagyobb mértékű elnyíródásai (33., 34 ábrák).

### $F_3$ redők és elemeik

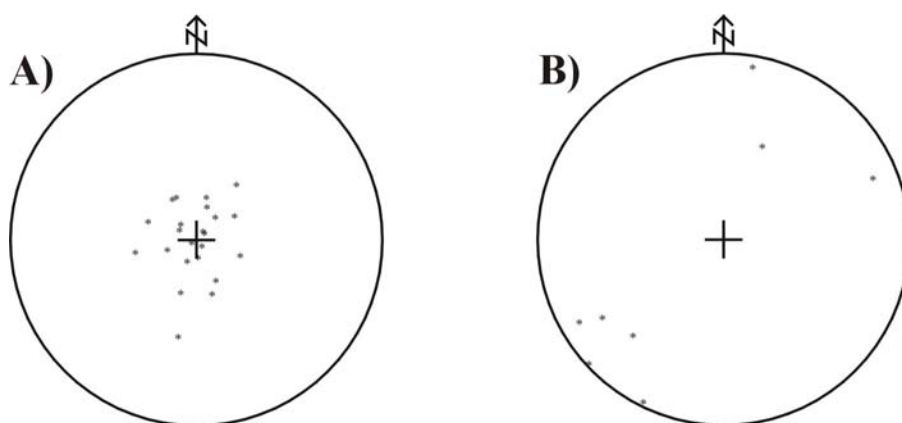
A harmadik gyűrődési fázis során ( $F_3$ ) javarészt meredek tengelyű kink-redők képződtek, amelyek minden korábbi szerkezeti elemet deformáltak. A meredek tengelyű kink-redők legtöbbször keskeny (néhány cm-es, ritkán dm-es), ÉNy-DK-i vagy közel É-D-i csapású sávokban húzódnak a feltárásokban. E gyűrődések szögletes csuklózónájában igen hirtelen következik be a korábbi szerkezetek (általában a palásság) átfordulása (38. ábra).



**38. ábra.** Közel függőleges helyzetű palásságot deformáló, meredek tengelyű  $F_3$  kink-redő a Lázbérci Formációban (felülnézet). Csernelyvölgy, a felhagyott upponyi kőfejtő előterében. Az apró kink-redők szűk sávban jelennek meg.

A kink-redők kései jellegét jól mutatja, hogy egyes feltárásokban a réteglapokon és/vagy palássági felületeken megfigyelhető metszési vonalasságot és redőkévéket is elcsavarják (32. ábra). Az  $F_3$  tengelyirányok szórása az igen meredek dőlés miatt meglehetősen nagy, így átfednek az  $F_2$  tengelyirányokkal is (39a. ábra).

Az uralkodóan meredek tengelyű kink-redők mellett ritkábban előfordulnak laposabb, közelítőleg ÉK-DNy-i tengelyű (39b. ábra), de ugyancsak kink-geometriájú redők. Ezek tengelysíkja laposan ( $<30^\circ$ ) DK vagy ÉNy felé dől, amelyek mentén kisebb mértékű DK-i, illetve ÉNy-i vergenciájú nyírás is megfigyelhető. Mint a 39b. ábráról is leolvasható, e csoport tengelyirányai kb. egybeesnek az  $F_2$  tengelyirányokkal, ezért csupán a szerkezeti irányok alapján nem különíthetőek el az  $F_2$  fázis redőitől.



**39. ábra.**  $F_3$  kink-redők tengelyei (\*) az Upponyi-hegységből meredek (a) és lapos tengellyel (b). A kink redők közt uralkodnak a meredek tengelyű gyűrődések. Schmidt-háló, alsó félgömb vetület.

Az  $F_3$  gyűrődés során — szemben az  $F_2$  redőződéssel — újabb palásság már nem jött létre, ami vékonycsiszolatos vizsgálattal állapítható meg (vö. 47. ábra, 5.4.2.2. fejezet). Ez összefügg a kink-redők genetikájával: bár e szerkezetek formailag gyűrődésként írhatók le (mérhető redőtengellyel, tengelysíkkal, stb.), képződésük azonban átmeneti jellegű (félig-képlékeny) nyírozónákhoz köthető a terepi megfigyelések szerint. Erre utalnak a hozzájuk kapcsolódó, jellegzetesen kulisszás elrendeződésű, karbonátos kitöltések is (vö. 47. ábra).

A laposabb és a meredek tengelyű kink-redők közt korviszonyok közvetlenül nem állapíthatóak meg. A meredek tengelyű kink-redők feltehetőleg fiatalabbak a lapos tengelyűeknél.

## 5.4.2. Mikrotektonikai vizsgálatok

### 5.4.2.1. Szerkezeti elemek a palássággal párhuzamos ( $x$ - $y$ ) vékonycsiszolatokban

Az irányított mintákból először a palássággal ( $S_2$ ) párhuzamos ( $x$ - $y$ ) csiszolat készült, hogy e metszetekben a megnyúlási vonalasság meglétét, illetve helyzetét fénymikroszkópos vizsgálattal határozzam meg. Az esetek túlnyomó többségében ugyanis a megnyúlási vonalasság — ellentétben a metszési vonalassággal — nem volt közvetlenül meghatározható a terepen, illetve az elvágott kézipéldányokon a palásság síkjában. Az elvágott felületeken a

szabad szemmel is látható kőzetalkotó elemek (klasztok, ősmaradványok) csak ritkán mutattak határozott elnyúltságot és/vagy hossztengety szerinti rendezettséget, amely irányítottság — ha észlelhető — jellemzően a metszési vonalassággal párhuzamos (vö. 42. ábra).

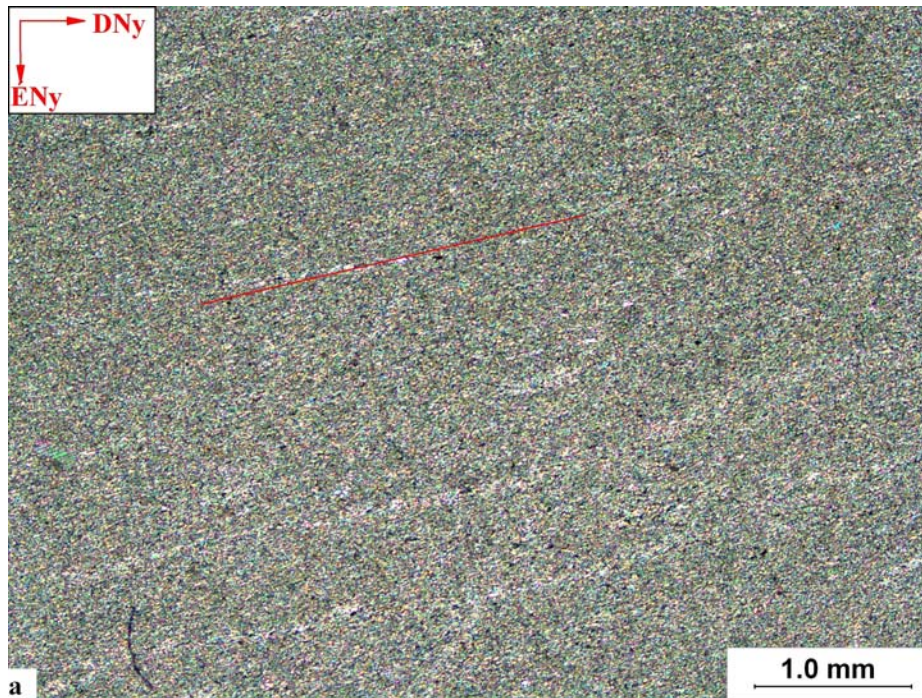
A palássággal párhuzamos csiszolatok referenciáirányaiként a terepen mért dőlésirányt és az erre merőleges csapásirányt használtam. Ebben a koordinátarendszerben a megnyúlási és a metszési vonalasság iránya legegyszerűbben „csapásszöggként” (pitch) határozható meg, amelyekből az SSWIN program segítségével számítottam ki a vonalas elemek valós dőlésirányát és dőlésszögét (41. ábra).

A karbonátos kőzetekben a megnyúlási irányt ( $x$ ) többnyire a hossztengety szerint egyirányba rendeződött, megnyúlt, átkristályosodott mátrix-kalcitszemcsék definiálják a palássággal párhuzamos csiszolatokban (40a-c. ábrák). A finomszemű, gyengén átkristályosodott, eredeti mikrites jellegeiket viszonylag jobban megőrző mintákban főként a hossztengety szerint egyirányba rendeződő klasztok, és/vagy az ezek körül irányítottan kristályosodott — karbonátból és/vagy kvarcból, illetve fehér csillámból felépülő — nyúlványok alapján határozható meg a megnyúlás iránya. A karbonátos mátrixú homokkövekben általában a mátrixot alkotó, hossztengety szerint több-kevesebb rendezettséget mutató nyúlt kalcit szemcsék jelölik ki a megnyúlás irányát (40d. ábra). A sziliciklasztos kőzeteknél általában a finomszemű mátrix (túlnyomórészt csillám) ásványainak egyirányú rendeződése alapján jelölhető ki a megnyúlási irány (40e-f. ábrák). Az erősebben irányított mintákban azonban a nagyobb törmelékes szemcsék hossztengety szerinti elrendeződése (esetenként megnyúlása) is jellemző lehet.

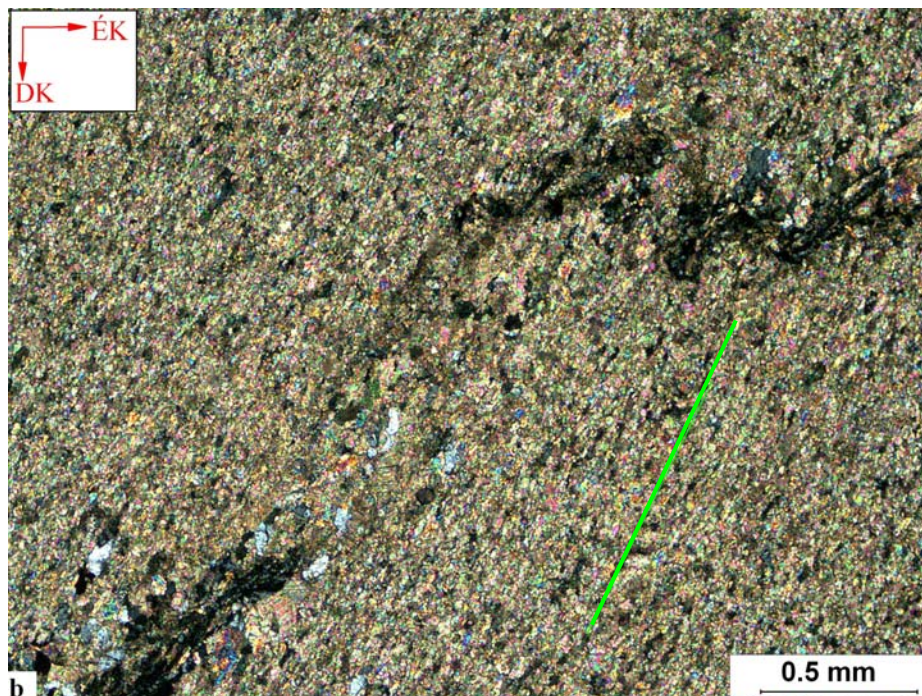
A palássággal párhuzamos csiszolatokban a megnyúlási vonalasság „fejlettsége” meglehetősen változónak bizonyult, ezért az irányítottság intenzitását is minősítettem az alábbi kategóriák segítségével (l. II. Függelék):

- **Biztos:** a csiszolat egészében jól látható, homogén megnyúlás. Iránya  $5^\circ$ -nál kisebb hibával határozható.
- **Valószínű:** a csiszolat nagyobb részén jól azonosítható, közel homogén megnyúlás. Irányának bizonytalansága  $5\text{--}10^\circ$ .
- **Feltételezett:** a megnyúlás csak egyes, többnyire nem összekapcsolódó kőzetdoménekben látszik. Iránya  $10\text{--}20^\circ$  bizonytalansággal határozható meg.
- **Bizonytalan:** a csiszolatban csak kisebb kőzetdoménekben észlelhető megnyúlás. Iránya igen jelentős bizonytalansággal ( $\pm 15\text{--}30^\circ$ ) adható meg.

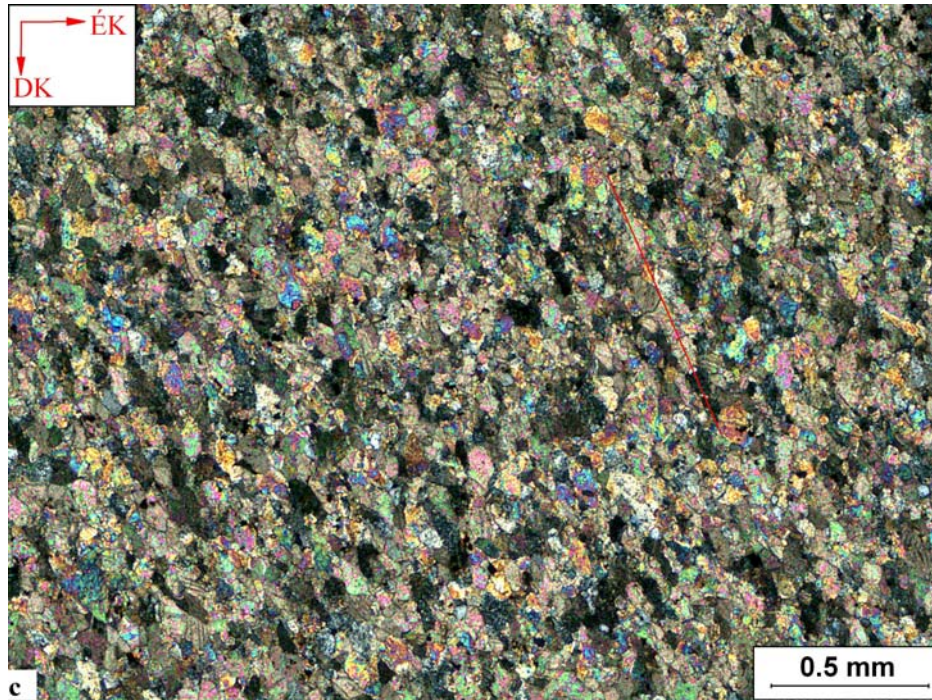
40. ábra. Palássággal párhuzamos (x-y) metszetek szöveti képe az Upponyi-paleozoikum különböző kőzettípusaiból.



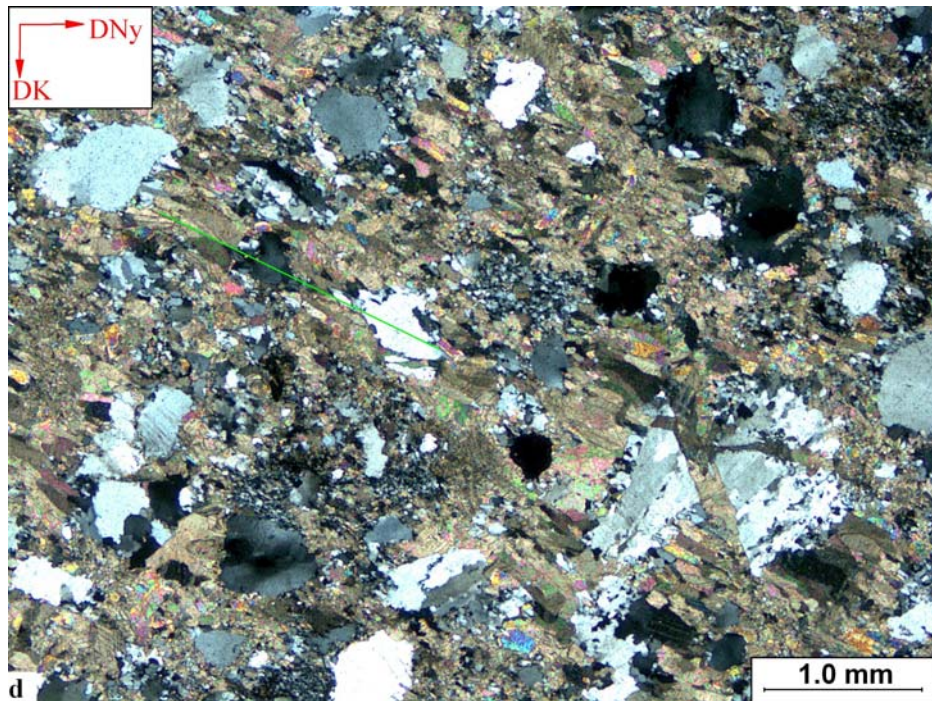
(a) Finomszemű, irányított szövetű mészkő. A megnyúlás iránya (l. piros vonal középen fent), a palásság dőlésirányától (ÉNy) nagy szöggel tér el, s közel a csapásiránnyal párhuzamos. Lázberci Mészkő, U-16, +N.



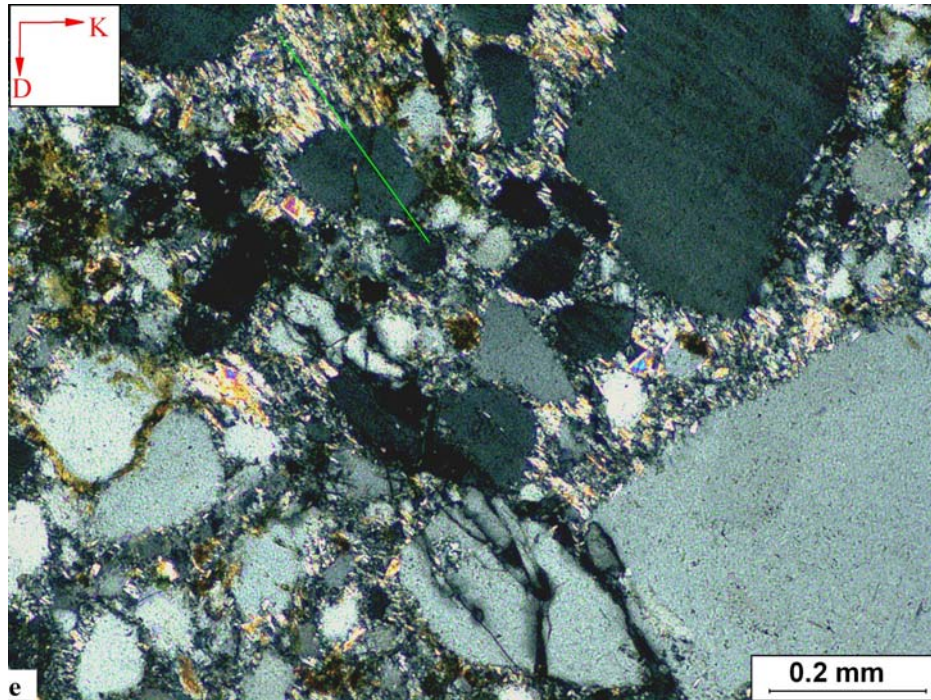
(b) Erősen irányított szövetű, finomszemű kristályos mészkő. A megnyúlás iránya (l. zöld vonal jobbra lent), a palásság dőlésirányától (DK) kis szöggel tér el. A sötétszínű agyagos sáv által kijelölt, eredetileg kb. vízszintes helyzetű (jobbra fent) metszési vonalasság deformált, s a megnyúlás irányába tevődik át (balra lent). Lázberci Mészkő, U-47, +N.



(c) Jól kristályos mészkő homogén, irányított szövettel, amelyet egyirányban megnyúlt, hossz tengely szerint rendezett kalcit szemcsék jelölnek ki. A megnyúlás iránya (l. piros vonal jobbra középen) a palásság dőlésirányától (DK) kis szöggel tér el. Lázberci Mészkő, U-56, +N.



(d) Karbonátos mátrixú homokkő-mikrokonglomerátum. A karbonátos mátrixban az elnyúlt szemcsék hossz tengely szerint jól irányítottak, a törmelékes szemcsék hossz tengely szerinti irányítottsága azonban gyenge, néhol szétnyíródtak (jobbra lent). A megnyúlás iránya (l. zöld vonal balra fent) a palásság dőlésirányától (DK) erősen eltér, és a csapásirányhoz áll közel. Lázberci F., Dereeneki Tagozat, U-46b, +N.



(e) Irányítottan elhelyezkedő, apró csillámok (l. zöld vonal fent) gyengén osztályozott metahomokkő finomszemű mátrixában. A törmelékes szemcsék csak gyenge irányítottságot mutatnak. A megnyúlás iránya a palásság dőlésirányához (D) áll közel. Csernelyvölgyi Homokkő, U-9, +N.



(f) Jól fejlett irányítottság agyagpalában, amelyet elsősorban nagyon finomszemű filloszilikát(aggregátum)ok rendeződése definiál. A megnyúlás iránya (l. piros vonal bal oldalon) a palásság dőlésirányától (DDK) kis szöggel tér el. Tapolcsányi F., U-52b, 1N.

Az Upponyi-hegységből származó irányított minták jelentős részében egyáltalán nem észlelhető megnyúlási vonalasság a palásság (és/vagy a rétegzés) síkjában (*II. Függelék*). Viszonylag nagy számban fordult elő gyengén fejlett szöveti irányítottság is (bizonytalan-feltételezett minősítéssel). Ez főként a Tapolcsányi-alegységben gyűjtött mintákra jellemző (pl. vulkanitok, Csernelyvölgyi Homokkő), ritkábban azonban a Lázberci-alegység egyes karbonátos anyagú mintáiban is előfordult. Az irányított szövet hiánya, illetve gyenge fejlettsége helyenként litológiai sajátosságokhoz köthető (környezetéhez képest kevésbé deformálódó, kompetens kőzet). Az igen finomszemű (<0,005 mm) karbonátos kőzetekben az uralkodó deformációs mechanizmus (szemcsehatár menti csúszás) szintén hozzájárulhatott a markáns szöveti irányítottság hiányához, hiszen e mechanizmus nem vezet markáns szemcsealaki irányítottság kialakulásához (*5.4.2.2. fejezet*).

Az irányított minták túlnyomó többségét az Upponyi- és Szendrői-hegységekben egyaránt karbonátos (márványok és változó erősséggel átkristályosodott mészkövek), illetve törmelékes üledékes kőzetek (metahomokkövek, kvarcitok, aleurolit- és agyagpalák) alkotják, más kőzettípusok csak igen alárendelt mennyiségben fordulnak elő (*I. II. Függelék*). A továbbiakban a mikroszerkezeti jellemzőket először összességükben, majd e két meghatározó litológiai csoportban külön-külön mutatom be.

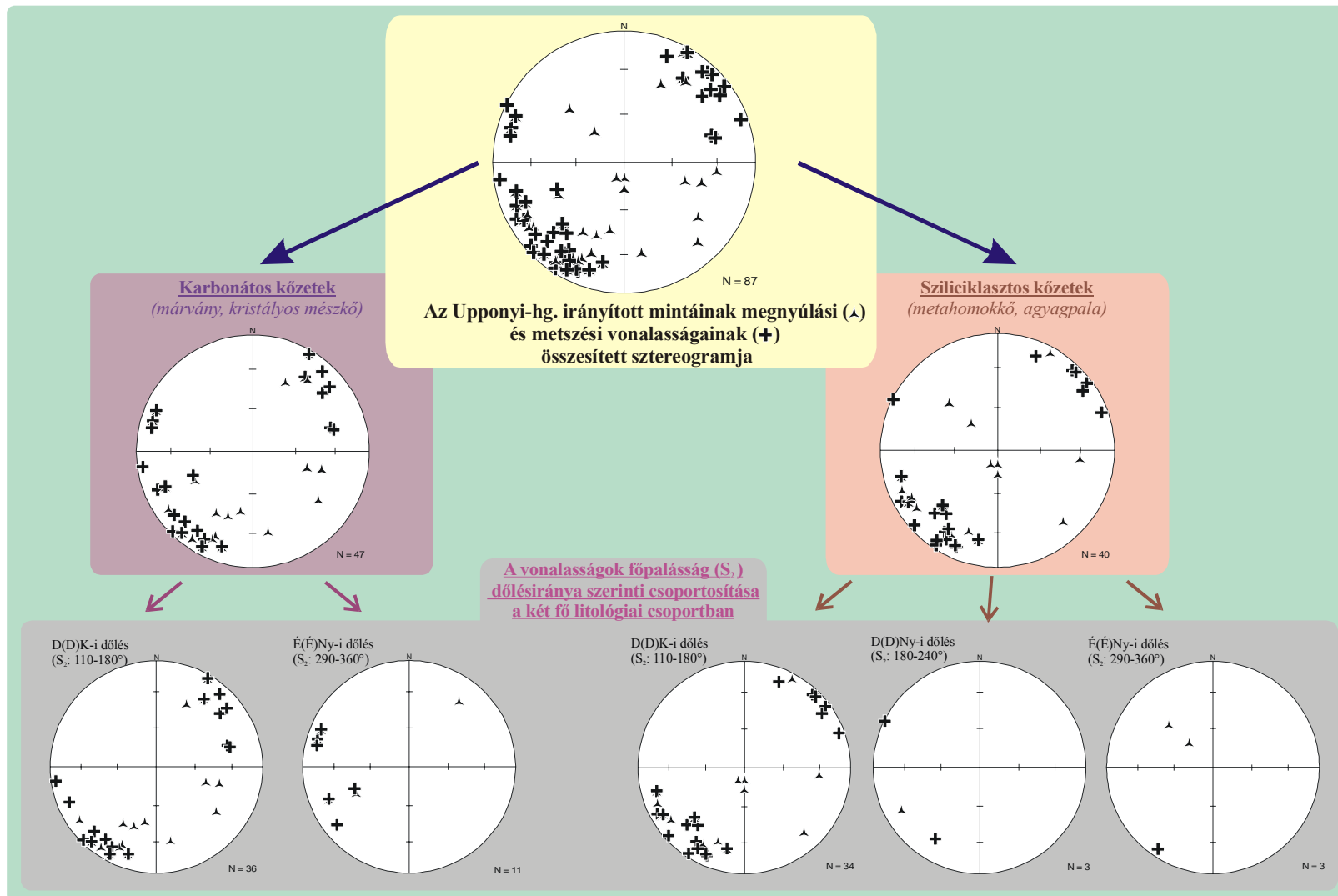
A palássággal párhuzamos ( $x$ - $y$ ) csiszolatokban meghatározott, szemcseszintű megnyúlási vonalasság és a terepen vagy kézipéldányon észlelt metszési vonalasság ( $S_{0-1} \cap S_2$ ) adatait a 41. ábra foglalja össze (*vö. II. Függelék, illetve III. sz. melléklet*).

A vonalas mikroszerkezeti adatokat **összességükben** vizsgálva megállapítható, hogy **a megnyúlási és a metszési vonalasság** javarészt (közel) **párhuzamos helyzetű** az Upponyi-hegységben. Mindkét mikroszerkezeti elem általában kis szöggel (Ny)DNy-nak, illetve kisebb gyakorisággal (K)ÉK felé dől, tehát a vonalas elemek kb. csapásirányúak. Ez jól egyezik a terepen mért és a szerkesztett redőtengelyek, illetve metszési vonalasság irányítottságával (*vö. 5.4.1. fejezet, ill. III. sz. melléklet*).

Ha a fenti összesített adathalmazt a két főbb litológiai csoport (karbonátok és törmelékes üledékek) szerint szétbontva vetjük össze, nem mutatható ki lényeges eltérés az összesített képtől: mindkét csoportban uralkodik a (Ny)DNy-i, illetve a (K)ÉK-i dőlésirány.

A két litológiai csoporton belül a palásság dőlésiránya szerint bontható további alcsoportokra az adategyüttes. A minták túlnyomó hányadát képviselő DK-i dőlésirányú palásság esetében a kis szöggel DNy, illetve ÉK felé dőlő metszési és megnyúlási vonalasság jellemzően kb. párhuzamos helyzetű.





**41. ábra.** Az upponyi irányított minták palássággal (S<sub>2</sub>) párhuzamos metszetén meghatározott vonalas szerkezeti elemek.

A felső sztereogram az összes adatot együttesen mutatja be. A középső sor a mikroszerkezeti adatokat a litológia függvényében (karbonátos és sziliciklasztos kőzetek) ábrázolja. A legalsó sor a litológiailag csoportosított mikroszerkezeti adatokat a főpalásság (S<sub>2</sub>) dőlésirányának függvényében tünteti fel.

Mindkét litológiai csoportban észlelhetőek azonban az általános trendhez képest „anomális” irányítottságú — viszonylag meredeken D-i vagy (K)DK-i irányba dőlő — megnyúlási vonalasságok is. A Lázberci-alegység D-i részén néhány karbonátos anyagú mintában (pl. U-47,-56,-64) meghatározott megnyúlási vonalasság nem esik egybe az adott feltárásokban mérhető (kb. csapásirányú) metszési vonalassággal, hanem a palásság dőlésirányához áll közel: a megnyúlás a palássági síkban max. 35°-kal tér el a palásság dőlésirányától. E mintákban a metszési és megnyúlási vonalasság viszonya a szendrői karbonátos anyagú mintákra jellemző képet mutatja (vö. 69. ábra). Hasonló szöveti viszony jelentkezik még az U-21, valamint az alegység É-i részéről származó U-57 minták esetében is, bár az utóbbinál a megnyúlás helyzete csak bizonytalanul állapítható meg. Az U-47 mintában az is megfigyelhető, hogy a szemcseszintű megnyúlás fiatalabb a metszési vonalasságnál, hisz azt „elhúzza”-beforgatja, tehát egy későbbi deformációs eseményt jelez (40b. ábra).

A Tapolcsányi-alegységben a megnyúlási vonalasság helyzete jelentősen eltér az általános viszonyoktól az összes Rágyincsvölgyi Homokkőből származó mintában: ezekben az igen meredek dőlésű (>75°) palássági síkokban a finomszemű mátrix irányítottsága által definiált megnyúlás helyzete közel dőlésirányú. Módszertani szempontból azonban hangsúlyozni kell, hogy jóllehet a palássági síkban a megnyúlás iránya csak kevéssé (<20°) tér el a palásság dőlésirányától, mégis a vonalas elem számított valós dőlésiránya — épp a palásság meredek dőléséből fakadóan — jelentékenyen különbözni fog a palásság abszolút dőlésirányától (pl. U-13, U-14 U-19 minták, II. Függelék). E hatás kis-közepes dőlésű palásság esetében gyengül, a vonalasság dőlésiránya már kevésbé tér el a palásságétól. A megnyúlási vonalasság abszolút dőlésiránya így önmagában megtévesztő lehet, a szerkezeti elemzés során ezért célravezetőbb először az egyes szöveti elemek egymáshoz viszonyított relatív helyzetét vizsgálni, s ennek ismeretében értékelni a tényleges térbeli irányítottságot.

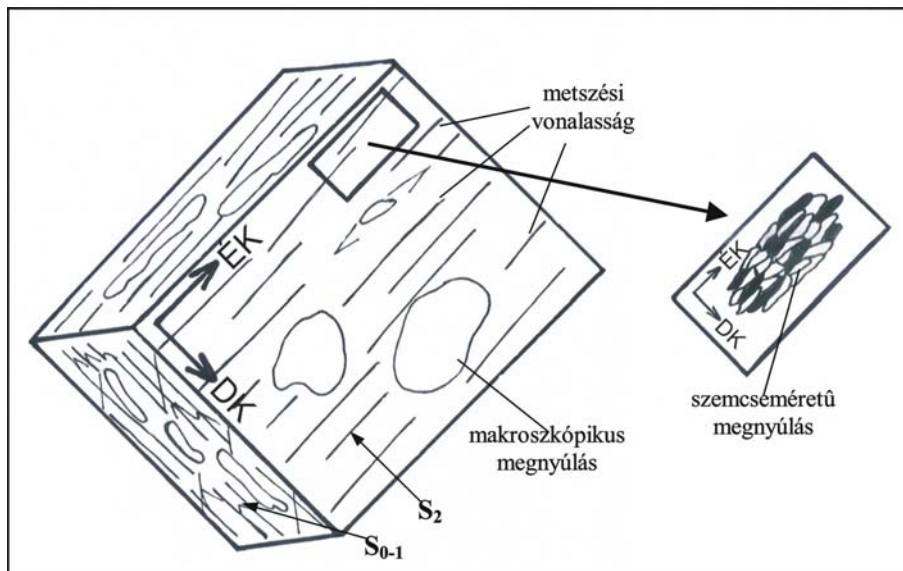
A Csernelylvölgyi Homokkő (U-9, U-24), illetve a Tapolcsányi F. egyes agyagpala mintáinál (U-52) a megnyúlási vonalasság helyzete ugyancsak viszonylag kevéssé tér el a palásság dőlésirányától (40e-f. ábrák, II. Függelék), bár a metahomokkövek esetében részben csak bizonytalanul állapítható meg e szerkezeti elem helyzete.

A szintén „anomális” irányítottságúnak tekinthető (Ny)ÉNy-i dőlésirányú vonalasságok a viszonylag ritkán előforduló ÉNy-i dőlésirányú palássághoz kötődnek mindkét litológiai csoportban (41. ábra). A karbonátoknál a megnyúlási és metszési vonalasság kb. párhuzamosak ebben az esetben is, tehát e két szerkezeti elem relatív helyzete az általánosan

jellemző képet tükrözi. A kevés sziliciklasztos mintában azonban e két elem helyzete lényegesen eltér.

Az ÉNy-i dőlésirányú palásság esetében mindkét litológiai csoportban előfordulnak azonban „normális” (ÉK-i, illetve DNy-i) dőlésirányú vonalas adatok is az ÉNy-i dőlésűek mellett. E kettősség az  $F_2$  gyűrődési tengelyek — a hely függvényében változó — irányával hozható összefüggésbe (vö. 5.4.1. fejezet): ahol az  $F_1$  és  $F_{2(3)}$  tengelyek párhuzamosak, ott az ezekkel (közelítően) megegyező irányítottságú vonalas elemek helyzete lényegében nem változik meg az utólagos deformáció során. Ugyanakkor az eredetileg viszonylag meredeken DK-i irányba dőlő (tehát a palásság eredeti dőlésirányával közelítőleg egyező, vagy attól csak kevésbé eltérő) megnyúlási vonalassági adatok a sziliciklasztos alcsoport esetében értelemszerűen ÉNy-i dőlésirányt vesznek fel az utólagos gyűrődés következtében. Az ÉNy-i (és a csak a sziliciklasztos kőzeteknél megjelenő DNy-i) dőlésirányú palásság alcsoportjába azonban csak kevés adat esik, így ezekből messzemenő következtetések nem vonhatók le.

Az eredményeket áttekintve megállapítható, hogy a fenti csoportosítás segítségével az első pillantásra meglehetősen nagy szóródást mutató összesített adathalmaz olyan kisebb részekre bontható, amelyekben az adatok eloszlása jól körvonalazható szerkezeti jellemzőket tükröz. A szemcseszintű és a szabad szemmel megfigyelhető megnyúlási vonalasság helyzete az esetek nagyobb részében megegyezik mindkét litológiai csoportban, és párhuzamos a metszési vonalassággal, illetve a fő  $F_1$  redőtengelyekkel (42. ábra).



**42. ábra. Mikroszerkezeti elemek viszonyainak sematikus rajza mészpala palássággal ( $S_2$ ) párhuzamos metszetén az Upponyi-hegységből.**

A kézipéldányon (ritkán) látható megnyúlás a metszési vonalassággal és az  $F_1$  redőtengelyekkel párhuzamos. A vékonycsiszolatban (jobb oldalon) észlelt szemcseszintű megnyúlás iránya többnyire megegyezik a makroszkópikus megnyúlás irányítottságával.

A másik, ritkábban előforduló esetben a megnyúlási vonalasság orientációja lényegesen különbözik a metszési vonalasságétól, s dőlésiránya a palásság dőlésirányához áll közel. Az utólagos gyűrődések ezt a kétféle szöveti alaphelyzetet relatív viszonyaikban lényegében már nem befolyásolták, ami azt jelzi, hogy a mikroszerkezeti is meghatározó tulajdonságok a korai képlékeny deformációs fázisok során jöttek létre.

Az Upponyi-hegységben — eltérően a Szendrői-hegységtől (vö. 5.5.2.1. fejezet, illetve 69. ábra) — nincs lényeges különbség a vonalas elemek helyzetében és eloszlásában a karbonátos és sziliciklasztos kőzetek közt.

#### **5.4.2.2. Szerkezeti elemek a megnyúlással párhuzamos és a palásságra merőleges ( $x$ - $z$ ) metszetekben**

A palássági síkban fénymikroszkópos vizsgálattal meghatározott megnyúlási irányt ( $x$ ) bejelöltem a kőzetmintára, és ezután került sor a megnyúlási vonalassággal párhuzamos és a palásságra merőleges ( $x$ - $z$ ) csiszolatok elkészítésére (vö. 24. ábra). E vékonycsiszolatok segítségével három, egymással igen szorosan összefüggő jelenségek körét vizsgáltam:

(1) Az egyik fő célterületet a kőzetek **deformációtörténetének** rekonstrukciója képezte. Ehhez helyenként szükség volt további — a palásságra merőleges és annak dőlésirányában elvágott — csiszolatok elkészítésére is. A szerkezeti térképen is ábrázolt síkszerű és vonalas szerkezeti részelemeket számos esetben csak a vékonycsiszolatos vizsgálatok után tudtam meghatározni.

(2) A kutatások talán legfontosabb célját jelentette a **képlékeny tektonikai anyagtranszport** irányának meghatározása. E célból a rutin vékonycsiszolati vizsgálatok mellett speciális vizsgálati módszer (Fedorov-asztal) alkalmazására is sor került a kitüntetett kristálytani irányítottság kvantitatív meghatározására a kiválasztott esetekben.

(3) A harmadik fő vizsgálati területet a képlékeny alakváltozás során aktív **szemcseléptékű deformációs mechanizmusok** meghatározása képviselte.

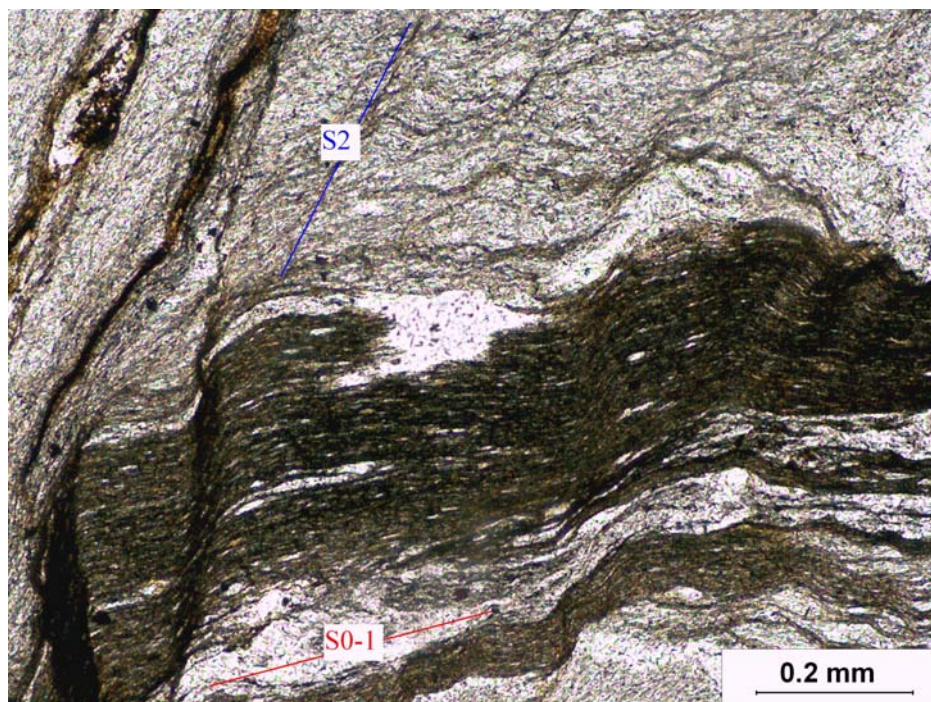
#### Deformációs események

Az alábbiakban a különböző vizsgálati léptékekben észlelt főbb deformációs események, illetve a hozzájuk kapcsolódó egyes szerkezeti részelemek vékonycsiszolati jellemzőit mutatom be. Az egyes deformációs eseményeket  $D_n$  jelöléssel különítettem el.

#### **$D_1$ esemény**

A finomszemű metaaleurolitokban és agyagpalákban sokszor jól észlelhető a rétegzés és az ezzel párhuzamosan kialakult első palásság ( $S_{0-1}$ ), amelyet mindeneke előtt a bázislap

szerint orientált filloszilikátok (fehér csillám, klorit), illetve lapult kvarclencsék definiálnak (43. ábra). Az  $S_{0-1}$  palásság a vékonycsiszolatokban változó fejlettségű szerkezeti elemet képvisel: néhol igen markáns — a (fő)palásságnál ( $S_2$ ) is intezívebb képlékeny deformációt (lapulást) mutató — szerkezet. A rétegzéssel párhuzamos palásság szöveti fejlettsége viszonylag magas hőmérsékletet és tektonikus eredetet jelez e szerkezeti elem kialakulása során.



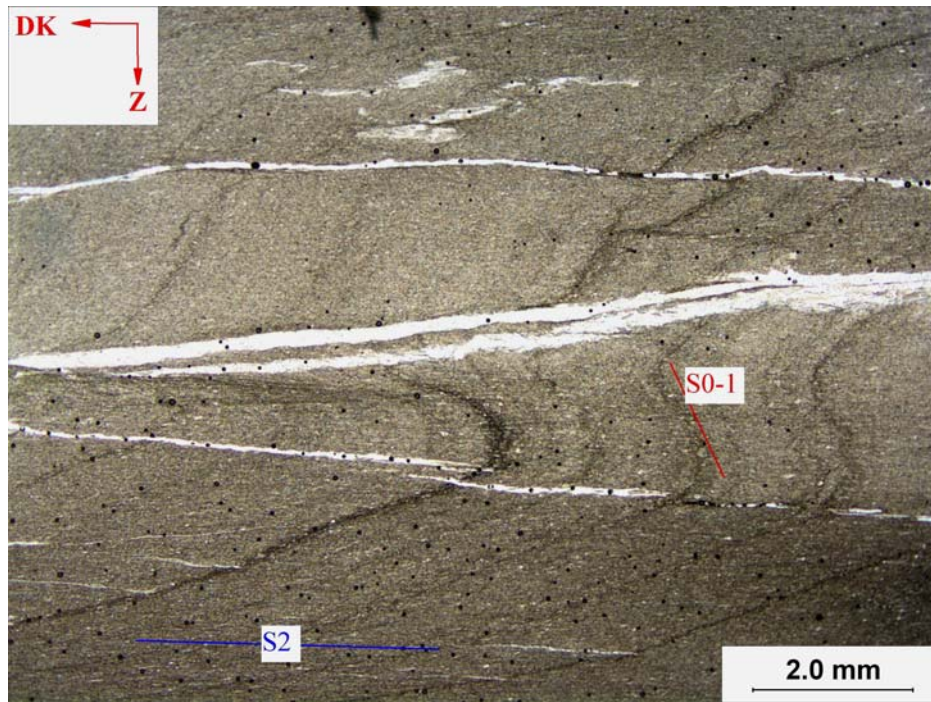
43. ábra. Szöveti részlet az U-45 mintából (Tapolcsányi F., Rágyincs-völgy É-i oldala).

Jól fejlett rétegzéssel párhuzamos első palásság ( $S_{0-1}$ , kb. vízszintes) pelites sávban, amelyben elnyúlt-lapított („kihengerelt”) kvarclencsék (fehér sávok) láthatók. A palásság ( $S_2$ , kézzel jelölve) nagy szöget zár be  $S_{0-1}$ -gyel, és viszonylag gyengébb fejlettséget mutat. A palásság helyzete az eltérő anyagú rétegekben kissé változik. Helyenként bizonytalan izoklinális redőroncsok (?) reliktumai (bal oldalon) sejthetők. 1N.

Néhol az elsődleges palásságban apró, izoklinális redők maradványai sejthetők. Ez alátámasztani látszik CSONTOS (1989) feltételezését, amely szerint a rétegzéssel párhuzamos első palásság létrejötté tektonikus eredetű, s egy korai gyűrődési eseményhez kapcsolódhat.

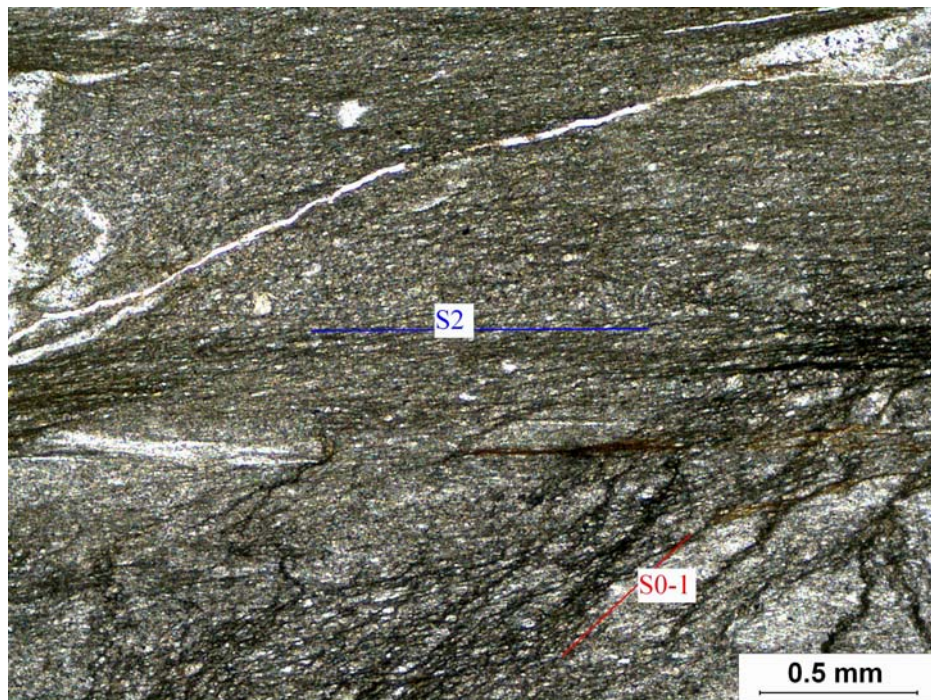
## D<sub>2</sub> esemény

A feltárásokban észlelhető  $F_1$  redők vékonycsiszolatban közvetlenül csak ritkán észlelhetők (44. ábra). A mikroszerkezeti képet általában — összhangban a terepi tapasztalatokkal (vö. 5.4.1. fejezet) — a jól fejlett  $S_2$  palásság uralja, amely az  $F_1$  redőkhöz tartozó tengelysíkpalásságot képviseli (44., 45. ábrák).



**44. ábra.** Szöveti részlet az U-52a mintából (Tapolcsányi F., Csernely-völgy K-i oldala).

Palássággal egyidejű  $F_1$  redő agyagpalában (a palásság ( $S_2$ ) kb. vízszintes helyzetű). A feltárásban közvetlenül csak egy markáns, a kőzet szerkezetét uraló síkrendszer észlelhető, amely a mikroszkópos vizsgálat alapján a főpalásságnak ( $S_2$ ) felel meg. E síkrendszer az  $F_1$  redők tengelysíkpalásságát alkotja. 1N.



**45. ábra.** Szöveti részlet az U-6 mintából (Tapolcsányi F., Rágyincs-völgy É-i oldala).

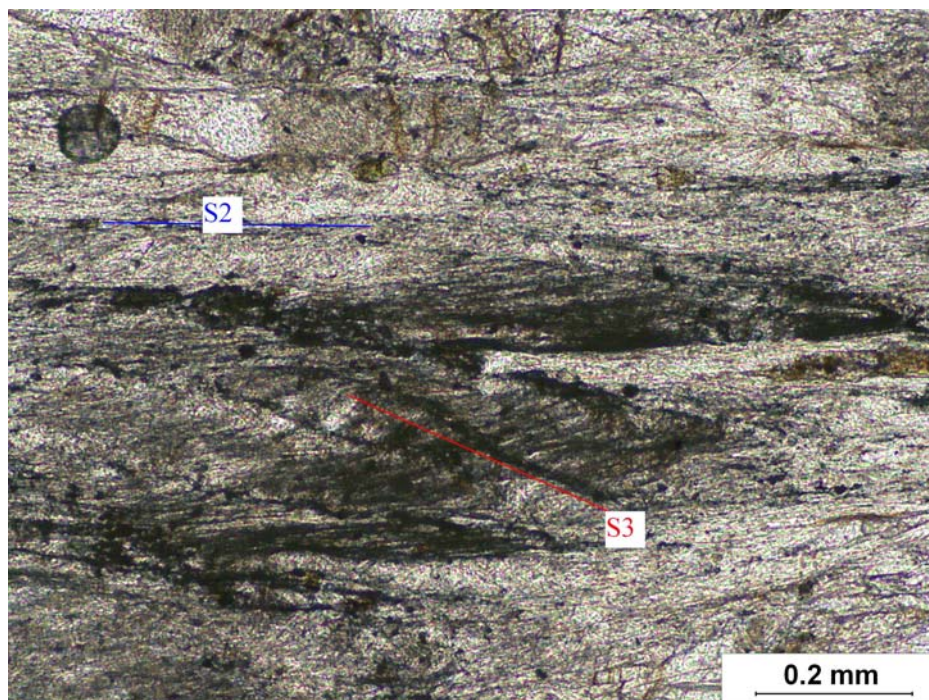
Apró szöveti reliktumokban (mikrolitonokban) megőrződött rétegzés ( $S_{0-1}$ , meredeken balra dől). A kőzet szerkezetét mikro- és makroszinten egyaránt a palásság ( $S_2$ , kb. vízszintes) uralja, amelybe közel teljesen transzponálódott az eredeti rétegzés. 1N. Feltárásban csak a palásság észlelhető.

A palásságot mikroszinten az anizometrikus ásványok irányított elrendeződése definiálja: a sziliciklasztos kőzetben főként a filloszilikátok és kisebbrészt a törmelékes szemcsék hossz tengely szerinti rendeződése, a karbonátos kőzetekben az átkristályosodott, elnyúlt szemcsék irányítottága jelöli ki. E szerkezeti elem mikroszinten is megnyilvánuló dominanciája viszonylag magas hőmérsékletet jelez az  $F_1$  gyűrődés során. Az  $S_{0-1}$  és  $S_2$  ásványparagenezisei közt nincs különbség (vö. ÁRKAI et al. 1981), s bár viszonylagos fejlettségük mutat kisebb ingadozást, mindkét szerkezeti elem hasonló, relatíve magas hőmérsékletű deformációs eseményt jelez. Képződésük így a metamorf ciklus magas hőmérsékletű szakaszához — feltehetően a prográd fázishoz — köthető.

A  $D_2$  fázisba — javarészt valószínűleg annak későbbi szakaszába ( $D_{2b}$ ) — sorolhatók az észlelt képlékeny nyírások is. Ezeket szerkezeti jelentőségük miatt azonban a következő alfejezetben tárgyalom.

### **D<sub>3</sub> esemény**

A terepen viszonylag gyakori  $F_2$  gyűrődések — amelyek a palásság „hullámszását” idézik elő (5.4.1. fejezet) — vékonycsiszolatban is megfigyelhetők. Ritkán az e gyűrődési fázishoz kapcsolódó, gyengén fejlett  $S_3$  krenulációs palásság is megjelenik (46. ábra).

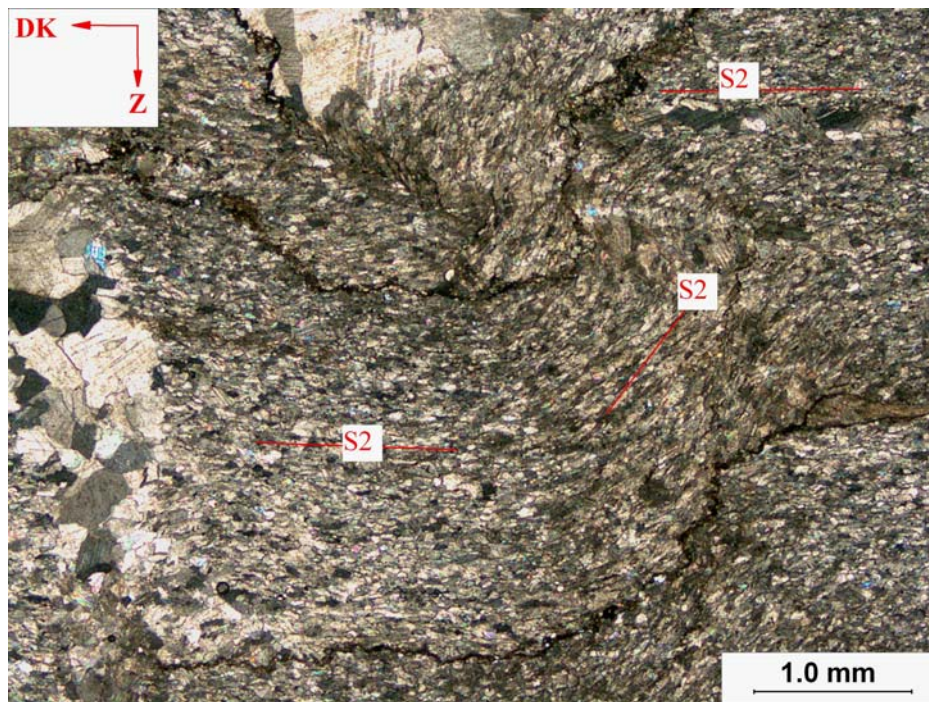


**46. ábra.** Szöveti részlet az U-55 mintából (Abodi Mészkö, a Lázbérci-víztározó K-i partján). A főpalásságot ( $S_2$  kb. vízszintes) hajlító, igen gyengén fejlett  $S_3$  krenulációs palásság (kis szöggel jobbra dől) csillámdús rétegekben, amely kialakulása  $F_2$  gyűrődési fázishoz köthető. 1N.

E szerkezeti elem lokális megjelenése és gyenge, általában csak vékony kőzetsávokra korlátozódó szöveti fejlettsége azt jelzi, hogy az  $F_2$  gyűrődés a megelőző  $D_1$ - $D_2$  deformációkhoz képest alacsonyabb hőmérsékleten, a metamorf fejlődés retrográd ágán történt.

#### **D<sub>4</sub> esemény**

A képlékeny szerkezetalakulás utolsó fázisához tartozó  $F_3$  kink-gyűrődések legfontosabb mikroszkópi sajátága, hogy ezekhez — ellentétben a megelőző gyűrődésekkel — nem kapcsolódik már újabb palássági generáció kialakulása (47. ábra).



**47. ábra.** Szöveti részlet az U-56 mintából (Lázbérci Mésző, alapszelvény a Lázbérci-víztározó Ny-i partján).

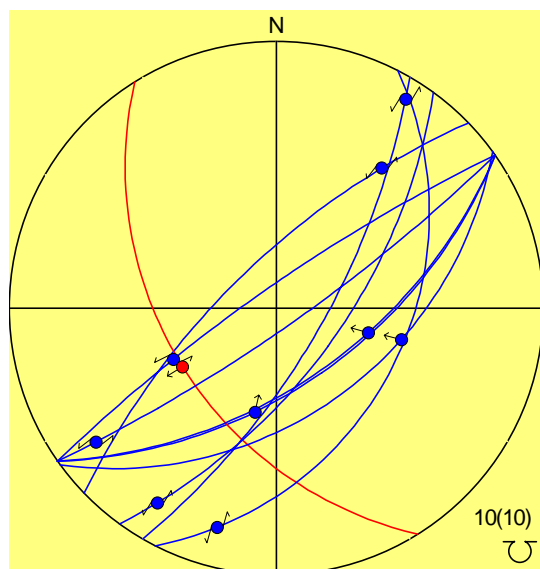
Kései, DK-i vergenciájú kink-redő, amely a palásságot és az azzal kb. párhuzamos sztilolitos felszíneket hajlítja. A redőtengely lapos DNy-i dőlésű. A gyűrődéshez nem kapcsolódik újabb palássági generáció. A redő csuklózónáját és közvetlen környezetét a gyűrődéssel egyidejű, kulisszas elrendeződésű, durvaszemű karbonátos érkitöltés kíséri (bal oldalon). +N.

Az  $F_3$  gyűrődésekhez kötődő, kulisszas elrendeződésű karbonátos érkitöltések nemcsak a feltárásokban, hanem vékonycsiszolatban is jól megfigyelhetők (47. ábra), ami e redők félig-képlékeny nyírózónákban történő képződését igazolja. E megfigyelés és az újabb palásság hiánya az  $F_3$  gyűrődések alacsony hőmérsékletét igazolja az  $F_{1-2}$  gyűrődésekhez képest.



### Tektonikai transzportirányok

Az Upponyi-hegység mintáiban viszonylag kevés esetben lehetett egyszerű nyírással létrejött mikroszerkezeteket megfigyelni az  $x$ - $z$  csiszolatokban (48. ábra). E minták azonosítóját piros színnel emeltem ki a II. Függelékben.

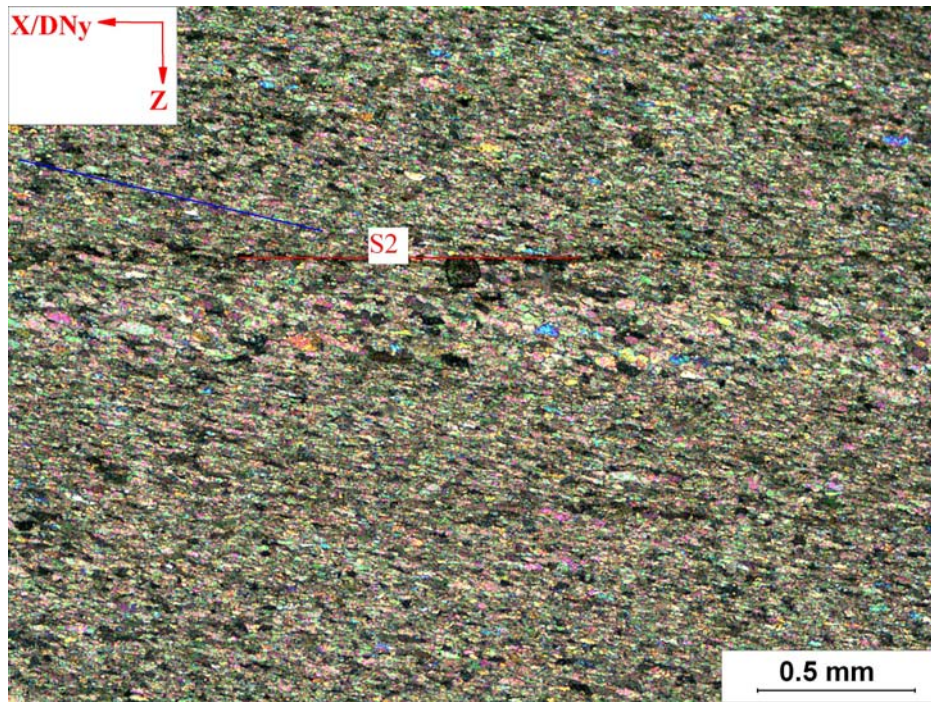


48. ábra. Képlékeny nyírások összefoglaló sztereogramja az Upponyi-hegységből.

Az észlelt nyírások javarészt balos eltolódásnak és NyÉNy-i, illetve É-i vergenciájú (ferde) feltolódásnak (kék színnel jelölve) adódtak a többnyire meredeken DK-nek (ritkán ÉNy felé) dőlő palásság ( $S_2$ ) mentén. Egy esetben DNY-i irányú vetős elmozdulás észlelhető (piros színnel jelölve).

A Lázberci-alegység É-i részén 4 minta (U-16, U-62a-b, U-63) mutatott nyírásirány meghatározására alkalmas, aszimmetrikus mikroszerkezetet. A nyírásirány meghatározása elsősorban a szabad szemmel észlelhető (fő)palássághoz képest hossz tengely szerint ferdén egyirányba rendezett, elnyúlt kalcitkristályok (ún. „ferde palásság”, vö. 29. ábra) alapján lehetséges. Egy-egy mintában (gyengén) aszimmetrikus budinázs-szerkezet is előfordult. E mintáknál a megnyúlási vonalasság igen laposan ÉK vagy DNY felé dől (tehát közel csapásirányú), s kb. párhuzamos a metszési vonalassággal (III. sz. melléklet). A meghatározott nyírásirányok alapján az elmozdulások a térben minden esetben **balos eltolódásnak** adódtak a meredek dőlésű palásság mentén (49., 50. ábrák). Balos elmozdulás feltételezhető az U-10 és U-25 mintákban is, de a nyírás jellege ezen esetekben — jól fejlett nyírásjelző szerkezetek hiányában — bizonytalan.

A Lázberci-alegység D-i részén 3 mintában (U-47, U-56, U-64) a palásság DK-i dőlésirányától viszonylag kevésé eltérő, meredek helyzetű megnyúlási vonalasság észlelhető. E mintákban **É-i és NyÉNy-i vergenciájú feltolódások** határozhatók meg a főpalásság ( $S_2$ ) és a defomáció során átkristályosodott kalcit kristályok hossz tengelyei által definiált „ferde palásság” viszonya alapján (51., 52. ábrák).



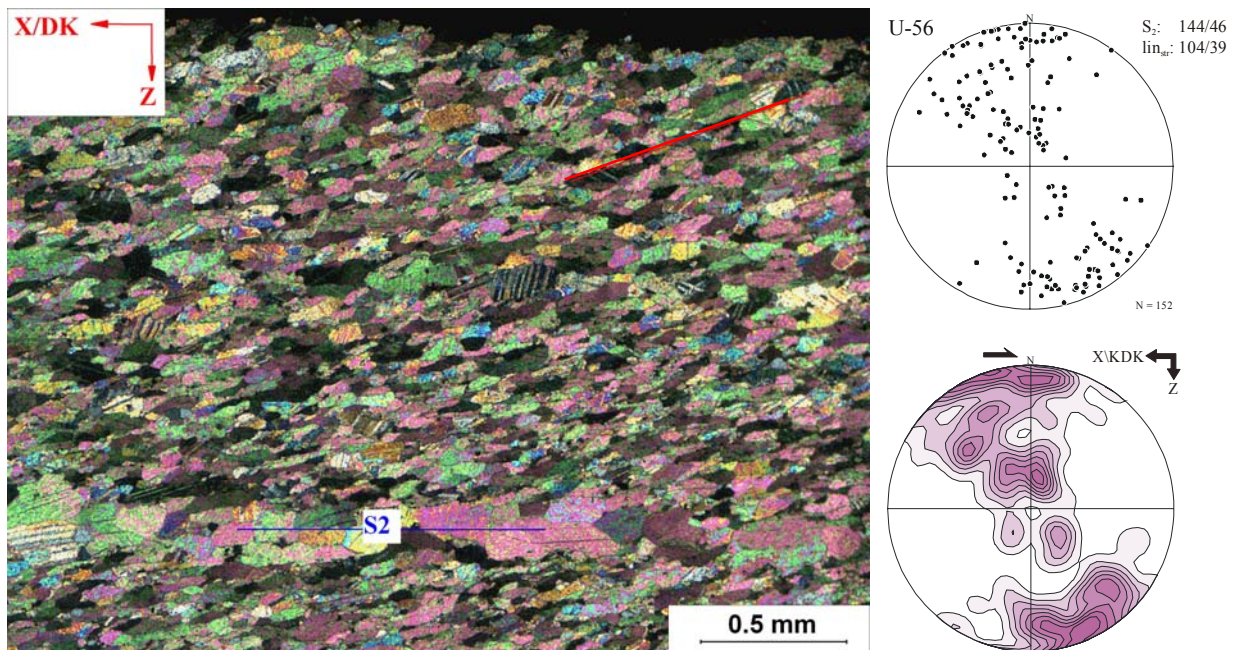
**49. ábra.** Szöveti részlet az U-62a mintából (Upponyi Mészkö, Upponyi-szoros).

A kézipéldányon látszó palássághoz ( $S_2$ , vízszintes piros vonal) viszonyított „ferde foliáció”, amelyet az egyirányban megnyúlt, átkristályosodott kalcitszemcsék hossz tengelyei definiálnak (kék vonal). A szerkezet aszimmetriája a csiszolatban balos nyírást jelez (a felső blokkok  $x$ -szel egyező irányú elmozdulása), amely a térben balos eltolódásnak felel meg. +N.

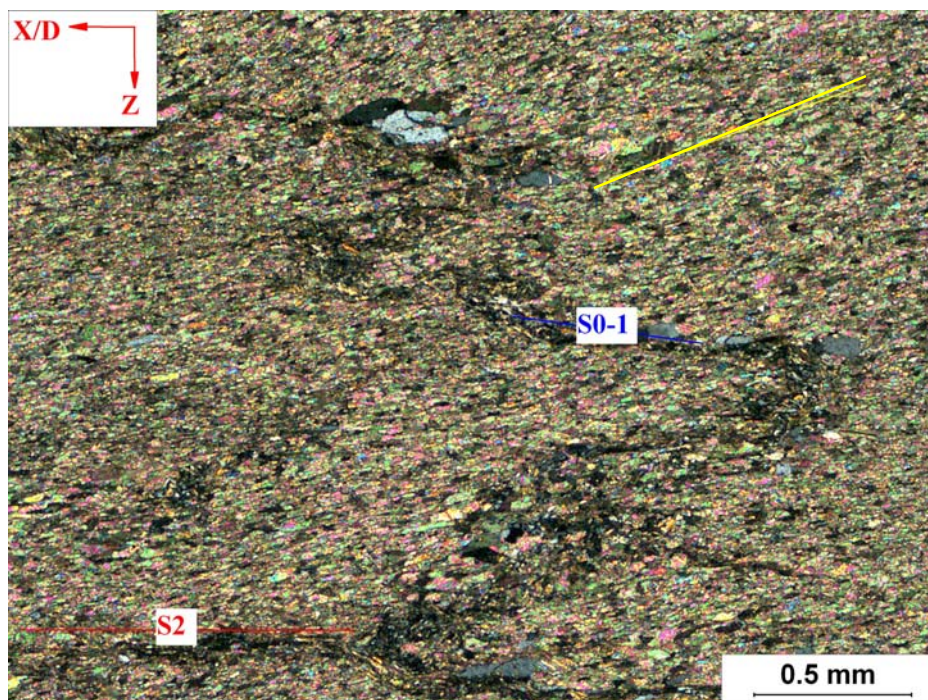


**50. ábra.** Szöveti részlet az U-16 mintából (Lázbérci F., Vízköz DK-i lejtője).

Durvaszemű karbonátból és kvarcból álló budinázs-szerkezet, amelyhez gyengén aszimmetrikus helyzetű, szintektonikus kalcit nyúlványok csatlakoznak. A gyenge aszimmetria a csiszolatban balos nyírást jelez (a felső blokkok  $x$ -szel egyező irányú elmozdulása), amely a térben balos eltolódásnak felel meg. +N.



**51. ábra.** Szöveti részlet az U-56 mintából (Lázbérci F., alapszelvény a Lázbérci-víztározó Ny-i partján). Bal oldalon: a kézipéldányon látszó palássághoz ( $S_2$ , kb. vízszintes, kék vonal) viszonyított ferde foliáció (piros vonal jobbra fent), A szerkezet jobbos nyírást jelez (a felső blokkok  $x$ -szel ellentétes irányú elmozdulása), amely a térben NyÉNy-i vergenciájú feltolódásnak felel meg. +N. Jobb oldalon: kalcit  $c$ -tengely irányítottsági mérés eredménye a Fedorov-asztallal és értelmezése. A mintázat aszimmetriája a ferde palássággal megegyező jobbos (a térben feltolódásos) nyírást jelez.



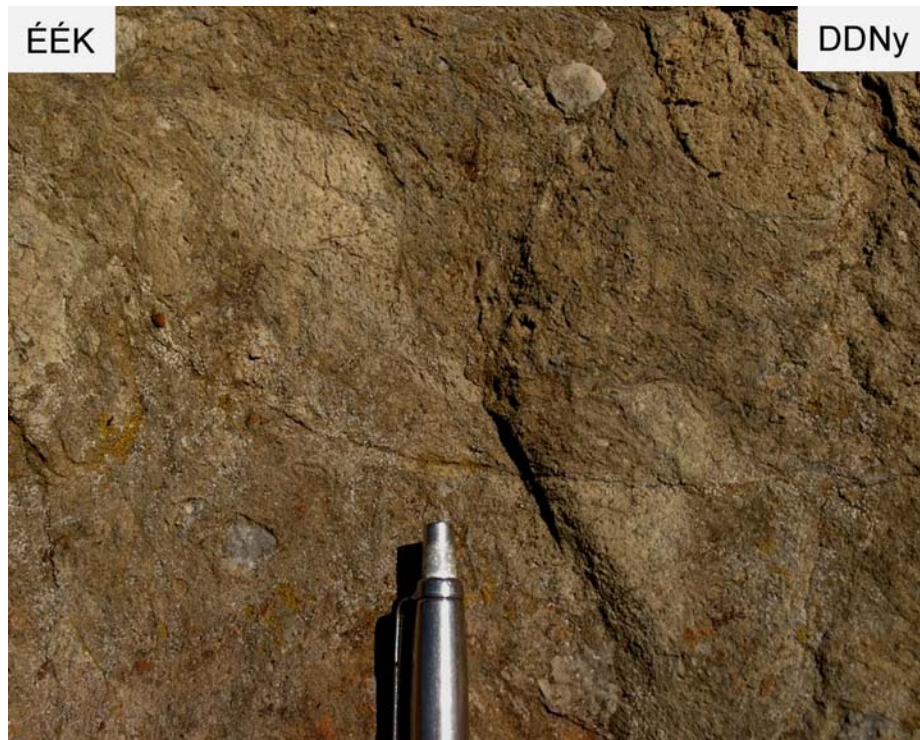
**52. ábra.** Szöveti részlet az U-47 mintából (Lázbérci F., alapszelvény a Lázbérci-víztározó Ny-i partján). A kézipéldányon látszó palássághoz ( $S_2$ , kb. vízszintes piros vonal) képest ferde foliáció (sárga vonal jobbra fent), amelyet az egyirányban megnyúlt, átkristályosodott kalcit szemcsék hossz tengelyei jelölnek ki. A szerkezet jobbos nyírást (a felső blokkok  $x$ -szel ellentétes irányú elmozdulását) jelez, ami a térben É-i vergenciájú feltolódásnak felel meg. Jól megfigyelhető a rétegzés ( $S_{0-1}$ , sötét pelites sáv) közel izoklinálisan gyűrt maradványa is. +N.

Az egyszerű nyírást igazolja az U-56 mintában meghatározott *c*-tengely irányítottsági mérés eredménye is (51. ábra): a *c*-tengelyek eloszlását a palássággal nagy szöget bezáró, annak síkjához (a vetület K-Ny-i egyenese) képest aszimmetrikus helyzetű maximumok jellemzik, amelyek helyzete közelítően merőleges a főpalássággal hegyes szöget bezáró, elnyúlt kalcit szemcsék által definiált „ferde palásságra”. A mintázat palássághoz viszonyított aszimmetriája alapján jobbos nyírás, a térben NyÉNy-i vergenciájú feltolódásos elmozdulás állapítható meg (vö. 28c. ábra).

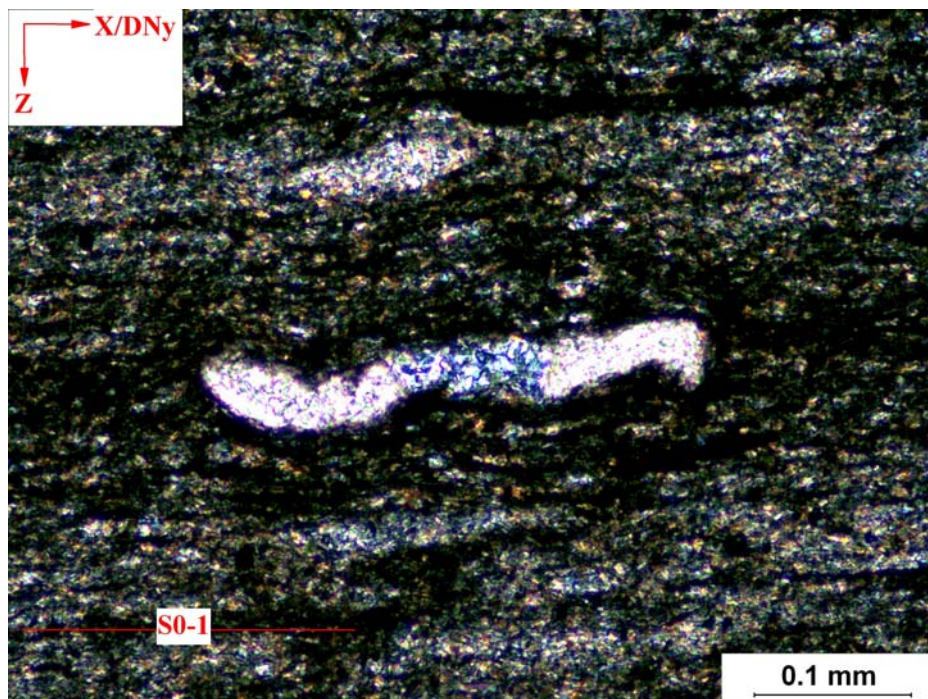
E nyírásjelző szerkezetek a kalcit igen intenzív intrakristályos deformációját (kristállysiklatás) tükrözik, amelyek ezért feltétlenül a metamorf fejlődés magas hőmérsékletű (~300°C) szakaszához kapcsolódnak. Bár a Lázberci-alegység É-i és-D-i részéről származó, egyszerű nyírást jelző mintákban a megnyúlási vonalasság térbeli irányítottsága (és ebből következően a nyírás jellege) ugyan eltérő, a **közetek mikroszerkezeti sajátosságai önmagukban** (eltekintve az eredeti litológiai kifejlődésből adódó eltérésektől, pl. szemcseméret) mégis teljesen **hasonlóak** (vö. 49., 51., 52. ábrák), amelyek a termodinamikai körülmények azonosságára utalnak az egyszerű nyírás során. Ebből következően e nyírások (közel) egyidejűnek tekinthetők, amelynek tektonikai modelljét a 7.1. fejezetben fejtem ki részletesebben. A képlékeny nyírások a D<sub>2</sub> esemény (F<sub>1</sub> redőződés) során képződött domináns palássághoz kapcsolódnak, s a viszonylag magas hőmérsékletet tükröző mikroszerkezeti jellegeik alapján feltétlenül megelőzik a D<sub>3</sub> eseményt.

A Tapolcsányi-alegységben jól azonosítható nyírás-jelző szerkezet fordul elő Harkatető oldalában (Strázsahegyi Formáció) található kőfejtőben (53. ábra), amelyben a képlékeny deformációs jelenségek egyébként mind makro-, mind mikroszinten meglehetősen gyengén fejlettek (vö. II. Függelék).

Vékonycsiszolatban az Alsó-Mihály táróból származó U-49 mintában észleltem egyszerű nyírással keletkezett mikroszerkezetet, jóllehet az „anomális” (DNy-i) dőlésirányú referenciasíkon — ez esetben S<sub>0-1</sub> — megnyúlási vonalasságot egyáltalán nem lehetett megfigyelni. A rétegzésre merőlegesen, s annak dőlésirányában elvágott metszetben ugyanakkor DNy-i irányú nyírás észlelhető (54. ábra), amely a térben (a jelenlegi helyzetben) normál vetős elmozdulást tükröz. Mivel a rétegzéssel párhuzamos első palásság (S<sub>0-1</sub>) DNy-i dőlése valószínűleg utólagos szerkezeti hatást tükröz (F<sub>2-3</sub> gyűrődés, és/vagy blokkrotáció), ezért eredeti (értsd: F<sub>1</sub> gyűrődés utáni) helyzetben DK-i irányú normál vetős elmozdulással számolhatunk.



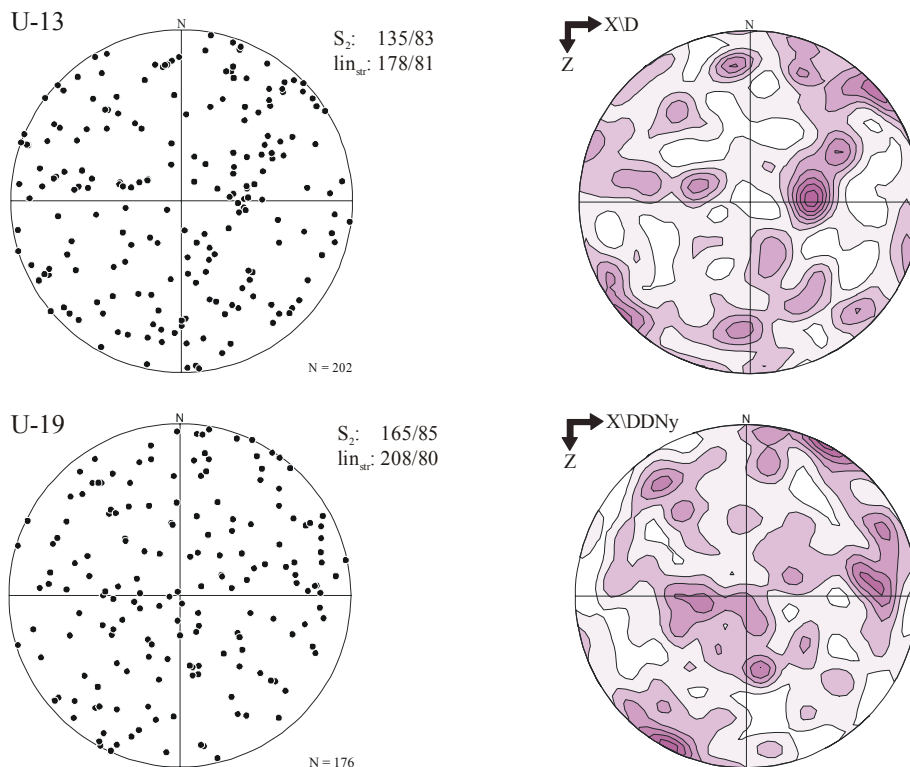
**53. ábra.** Feltárás-részlet a Strázsahegyi Formációból (Nekézseny, Strázsa-hegy, felhagyott kőfejtő). Szigmoid alakú, világos árnyalatú klasztok finomszemű, sárgás-barna, jól palás mátrixban. A klasztok aszimmetriája balos nyírást, a térben ÉÉK-i vergenciájú feltolódást jelez.



**54. ábra.** Szöveti részlet az U-49 mintából (Tapolcsányi F., Alsó-Mihály táró). Kvarcsemcse aszimmetrikus karbonát nyúlványokkal (vö. 91c. ábra). A szerkezet jobbos nyírást jelez (a felső blokkok  $x$ -szel egyező irányú elmozdulása), ami a térben DNy-i irányú normál vetődésnek felel meg. +N.

Az U-49 jelű mintában a fenti szerkezeten kívül más nyírás-jelzők nem észlelhetők, így a kapott nyírás bizonytalanabb a korábban bemutatott eseteknél, amelyeknél a csiszolatok egészében jól látszik a „ferde palásság”. A rétegzéssel párhuzamos első palásság síkjában jelentkező egyszerű nyírást más mintákban nem észleltem. E nyírás kora szintén kérdéses: elképzelhető, hogy a jelentős lapulással járó  $D_1$  eseményhez kötődik, de kapcsolódhat az  $F_1$  gyűrődéshez is. Az utóbbi esetben a nyírás irányából a réteg átbuktatott helyzete következne.

Az Upponyi-hegységben az U-56 jelű mintán (Lázbérci Mészkö) kívül a Tapolcsányi-alegység két Rágyincsvölgyi Homokkő mintája (U-13 és U-19) nyújtott lehetőséget a  $c$ -tengely irányítottság meghatározására. A mérések a hossz tengely szerint viszonylag jól irányított, törmelékes eredetű kvarc szemcséken történtek. A kapott mintázatokban jól fejlett, határozott maximumok nem ismerhetők fel (55. ábra), így nyírásirányok sem állapíthatók meg. A mintázatok az intrakristályos deformációs mechanizmusok alárendelt szerepét jelzik (l. alább).



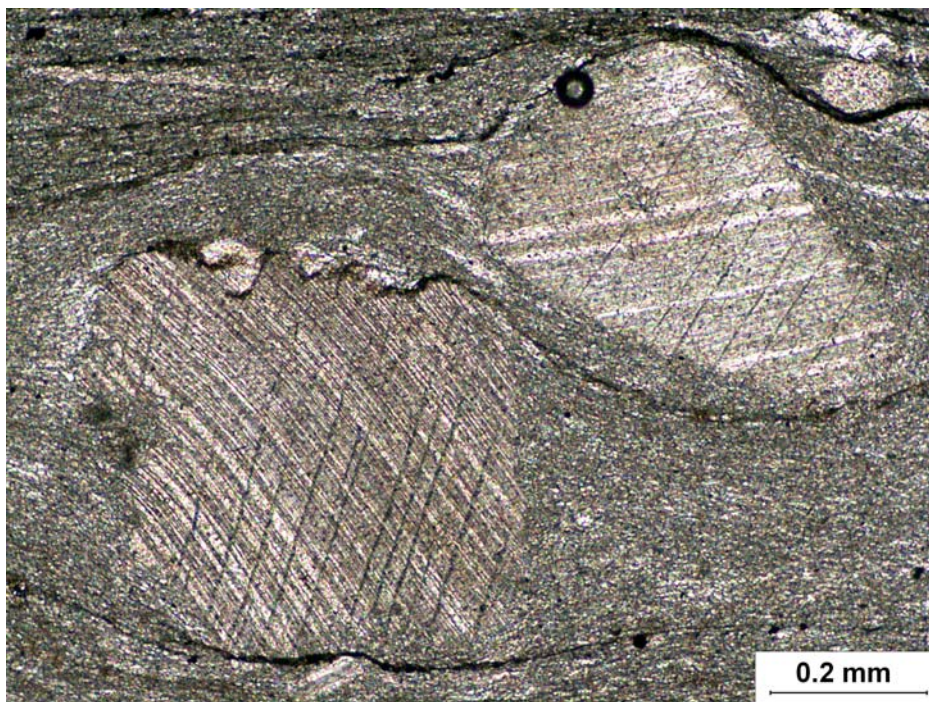
**55. ábra.** Kvarc  $c$ -tengely irányítottsági mérések eredménye az U-13 és U-19 mintákban.

A mintázatok nem tükröznek határozott maximumokat, csak gyengébb klasztereződés figyelhető meg, ami az intrakristályos deformációs mechanizmusok alárendelt szerepét jelzi a képlékeny deformáció során.

### Szemcseszintű deformációs mechanizmusok

A teljes képlékeny alakváltozáshoz az egyedi ásványszemcsék szintjén a vizsgálatok szerint alapvetően két deformációs mechanizmus járul hozzá (vö. 4.3.1. fejezet): (1) nyomási oldódás, (2) „kristálysiklatás” (intrakristályos deformáció). E mechanizmusok jellemző szöveti bélyegei a karbonátos és a sziliciklasztos kőzetekben egyaránt fellelhetők.

A karbonátos kőzetekben a nyomási oldódást a diagenetikus környezetben is gyakori sztilolitok jelzik legegyszerűbben. E varratos megjelenésű felületek mentén a nehezen oldódó fázisok (főként (vas-)oxidok és hidroxidok, agyagásványok) feldúsulnak, s jellegzetes sötétvörös vagy sötétbarna színt kölcsönöznek e szerkezeteknek (56. ábra). A sztilolitok általában párhuzamosak a kőzetben észlelhető palássággal (és/vagy rétegzéssel), de ritkábban előfordulnak ezekkel nagy szöget bezáró sztilolitok is. A kioldott kalcit gyakran a nagyobb klasztok nyomásárnyékos részein kiválva alkot szintektonikus nyúlványokat (vö. 50. ábra).

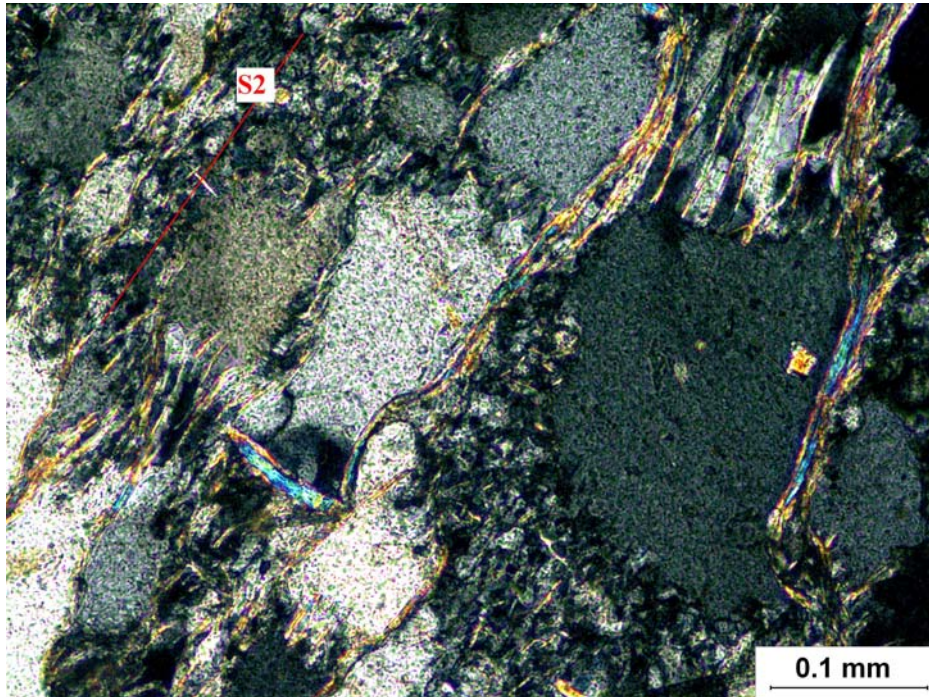


**56. ábra.** Szöveti részlet az U-57 mintából (Lázbérci Mészkö, Csernely-völgy).

Ikresedett Crinoidea(?)-töredékeket „lefejező”, jellegzetesen szuturás geometriájú, sötétbarna „varratvonalak” (sztilolitok), amelyek mentén a nehezen oldható oxid- és agyagásványok koncentrálnak az igen finomszemű, erősen irányított szövetű mészkőben. A sztilolitos felszínek a palássággal (kb. vízszintes) párhuzamosak. 1N.

A törmelékes üledékes kőzetekben az irányított nyomásnak leginkább kitett szemcseoldalokról a jelenlévő fluidum segítségével elvándorolt anyag általában a „nyomásárnyékos” oldalon válik ki újra, gyakorta jellegzetes továbbnövekedési strukturákat hozva létre. Ilyen eredetű szerkezet az ún. „szálkás kvarc” (vö. ÁRKAI et al. 1981, ÁRKAI 1982, 1983), ahol a nagyobb törmelékes szemcsék körül igen apró, orientáltan elhelyezkedő kvarc és

csillám kristályok figyelhetők meg, amelyek fluid fázisból történő — szintektonikus eredetű — kiválással keletkeztek. A „szálkás kvarc” igen jellemző a Rágyincsvölgyi Homokkőben (57. ábra), de a Csernelyvölgyi Homokkő viszonylag erősebben deformált mintáiban is megfigyelhető.

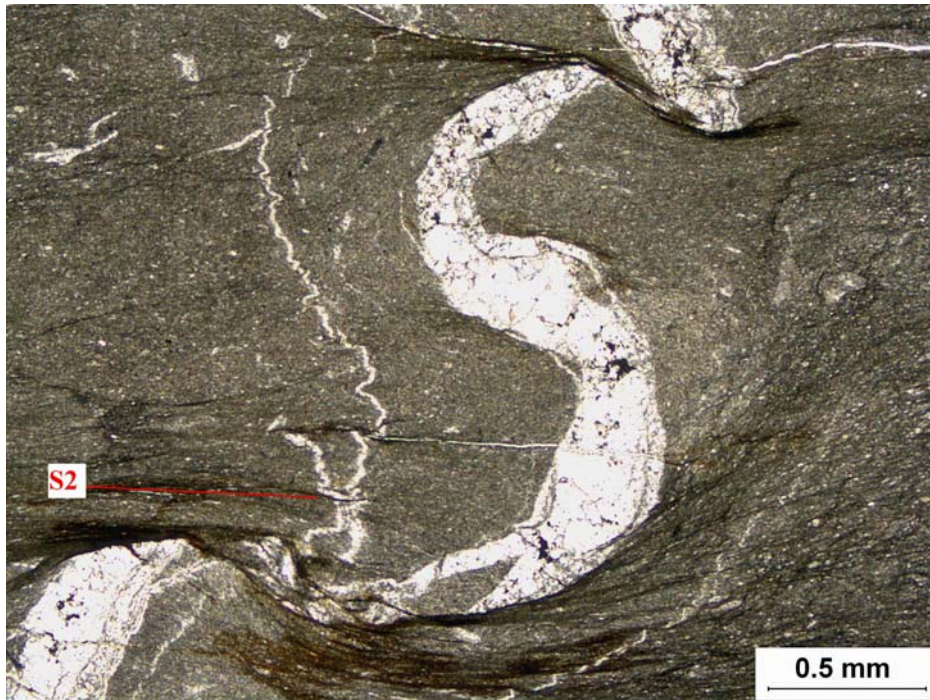


**57. ábra.** Szöveti részlet az U-13 mintából (Rágyincsvölgyi Homokkő, Rágyincs-völgy).

Orientált, rendkívül finomszemű, szálkás kvarc-csillám továbbnövekedés a hossz tengely szerint jól rendezett, nagyobb törmelékes kvarc szemcsék körül. A továbbnövekedési struktúrák párhuzamosak a palássággal ( $S_2$ , piros vonal), ami szintektonikus keletkezést jelez. A szerkezet kialakulásában a nyomási oldódás meghatározó. +N.

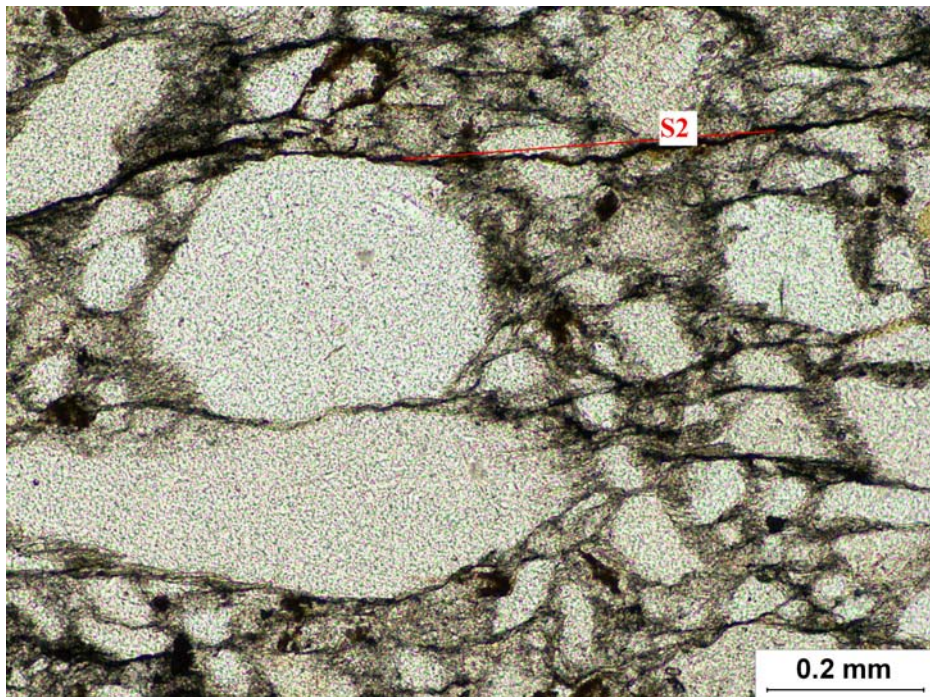
A nyomási oldódásnak fontos szerepe van a palásság kialakulásában is, ami igen jól látható a sziliciklasztos kőzettípusok esetében. A nyomásnak kitett oldalokról eltávozó, s másutt kiváló fázisok után feldúsulnak a nehezen oldható ásványok, amelyek síkmenti koncentrációja a folyamat előrehaladtával foliált szerkezet kialakulásához vezet. Ilyen típusú, az egyes ásvány(aggregátumok)at és korábbi szerkezeteket lefejező, helyenként „elnyíró” palásság figyelhető a Tapolcsányi Formáció metaaleurolitjaiban és agyagpaláiban, de döntően ilyen eredetű a Rágyincsvölgyi és Csernelyvölgyi Homokkőben megfigyelhető palásság is (58., 59. ábrák).





**58. ábra.** Szöveti részlet az U-6 mintából (Tapolcsányi Formáció, Rágyincs-völgy É-i oldala).

Gyűrt kvarcereket élesen „elvágó”, nyomási oldódással keletkezett palásság (S<sub>2</sub>, piros vonal) agyagpalában. A kvarcerek „elnyíródása” a palásság mentén elsősorban az anyagkioldódás következménye, amit a látszólagos elvetés helyről helyre változó jellege is igazol. A palássági síkokban feldúsulnak a nehezen oldódó, finomszemű agyagásványok és oxidok-hidroxidok. 1N.



**59. ábra.** Szöveti részlet az U-9 mintából (Csernelyvölgyi Homokkő, Nekézseny melletti kőfejtő).

Gyengén fejlett, nyomási oldódásos eredetű, hajladozó palásság (S<sub>2</sub>, piros vonal) gyengén osztályozott metahomokkőben. A törmelékes szemcsék hossztengety szerinti rendeződése gyenge (vö. 57. ábra). 1N.

A palásság kifejlődéséhez a nyomási oldódás mellett nagymértékben járult hozzá az irányított nyomás hatására fellépő merev forgás is, ami a filloszilikátok bázislap szerinti markáns kitüntetett orientációjához vezetett. A Rágyincsvölgyi Homokkőben a viszonylag jól fejlett palásság kialakulásához az eredetileg finomszemű és viszonylag jól osztályozott kőzettani jelleg is hozzájárulhatott, míg a Csernelylvölgyi Homokkőben a durvább szemcseméret és osztályozatlanság gátolta a jól fejlett irányított szövet létrejöttét.

A nyomási oldódás során nem jön létre kitüntetett kristálytani irányítottság, hiszen az ásványok belső szerkezetében nincs változás. Ezt tükrözik az U-13 és U-19 minta (Rágyincsvölgyi Homokkő) kvarcon — a nagyobb törmelékeny eredetű szemcséken — végzett *c*-tengely irányítottsági mérések eredményei is (55. ábra), amelyek a kristálysiklatás alárendelt szerepét jelzik a képlékeny alakváltozás során. E következtetést támasztják alá a vékonycsiszolatokban észlelt, döntően nyomási oldódást jelző szöveti bélyegek is.

A kristálysiklatásra ugyancsak számos szöveti bélyeg utal a két meghatározó kőzetalkotó ásvány (kvarc, kalcit) esetében. A kalcitban e deformációs mechanizmus legszembeötlőbb jele a szemcsék ikresedése (51., 56. ábrák), ami — bár erősen változó intenzitással — gyakorlatilag az összes durvább szemcseméretű (kb. >0,05–0,1 mm) karbonátos kőzetben jól megfigyelhető. (A továbbiakban ismertetett ikertípusokat és keletkezésüket magyarul MÁDAI (1995) munkája mutatja be részletesen.)

A legdurvább szemcseméretű (kb. >0,2–0,3 mm) kalcitokban (pl. ősmaradványok váztöredékei, pre- és szintektonikus erek) főként a vastag (>5  $\mu$ m), általában konjugált rendszert alkotó, egyenes (II típus, 150–300°C, BURKHARD 1993) és a vastag, (enyhén) hajlott, néhol újra ikresedett, kissé szabálytalan ikrek (III típus, >200°C, BURKHARD 1993) jelennek meg (56. ábra). Ugyanakkor — ellentétben a Szendrői-hegységgel (vö. 5.5.2.2. fejezet) — csak ritkán fordulnak elő vastag, szabálytalan lefutású, dinamikusan átkristályosodott ikrek (IV típus, >250°C, BURKHARD 1993), amelyek a legmagasabb hőmérsékletű deformációt jelzik.

A finomabb szemű (0,05–0,2 mm), átkristályosodott mátrixban az ikresedés általában kevésbé intenzív, néhol teljesen hiányzik. A mátrixban vékony (ritkán) és vastag (gyakrabban), egyenes ikrek (I és II típus, <200°C és 150–300°C, BURKHARD 1993) észlelhetők, amelyek legalább részben később (alacsonyabb hőmérsékleten) képződtek, mint a nagy reliktszemcsék II és III ( $\pm$ IV) típusú ikrei. Mivel a legmagasabb hőmérsékletű deformáció(k) nyomait nyilván a nem átkristályosodott, nagyméretű (reliktszemcsék) őrzik meg leginkább, ezért az ezekben elterjedt II és III típus alapján a hőmérséklet a deformáció során — első közelítésben — kb. 200–300°C-ra tehető, a IV típusú ikrek megjelenése alapján valószínűbb a 300°C körüli érték.

A BURKHARD (1993) által megadott hőmérsékleti értékek azonban félkvantitatív jellegűek, amelyektől kisebb-nagyobb eltérések előfordulhatnak, ezért az ikermorfológia alapján becsülhető hőmérséklet csak durva közelítésnek tekinthető. Ugyanakkor az egyes ikertípusok gyakorisága valóban igen megbízhatóan felhasználható az Upponyi- és Szendrői-egységek közti különbségek nyomozására (vö. 5.5.2.2. fejezet).

A legfinomabb szemcseméretű (<0,05 mm), eredeti üledékes bélyegeket még viszonylag jól megőrző mikrites mészkövekben (főként Lázberci F.) az elnyúlt, átkristályosodott szemcsékben ikrek a szokásos vastagságú (30 µm) vékonycsiszolatokban nem észlelhetők. E kőzetekben a szemcsék erősen elnyúlt-lapított alakja és hossztengety szerinti jó rendezettsége döntően szintektonikus átkristályosodást és/vagy diszlokációs kúszást tükröz.

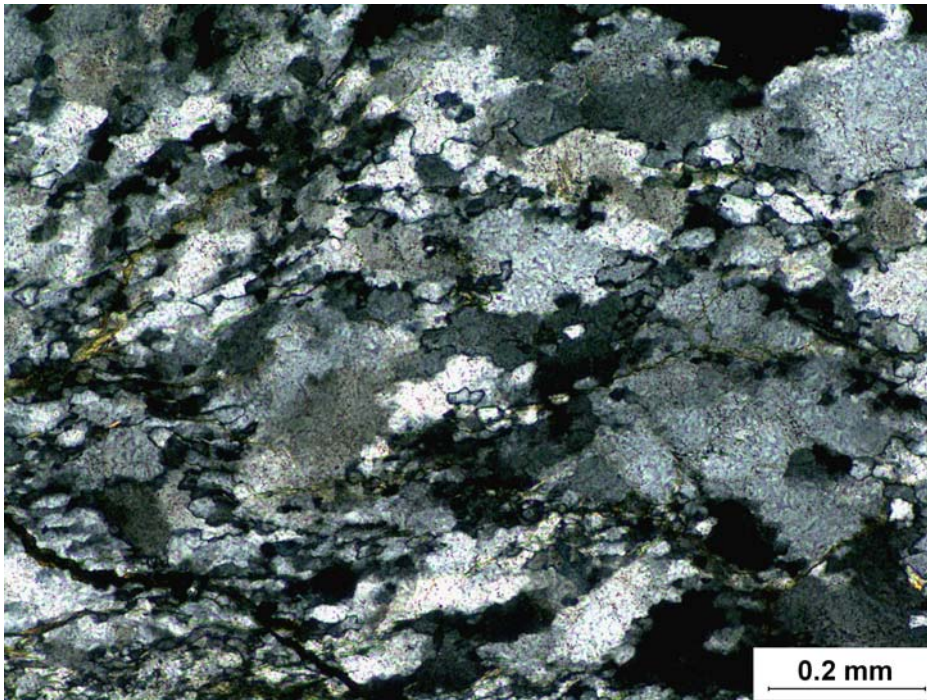
Az intrakristályos deformációt egyértelműen igazolta az U-56 jelű mintában viszonylag durvább szemű kalciton meghatározott, jól fejlett *c*-tengety irányítottság is (51b. ábra). A mintázat nyírásiránnyal ellentétes irányú aszimmetriája alapján főként az ún. „ikres deformációs rezsim” játszott szerepet (SCHMID et al. 1987, l. 4.3.1.2. fejezet).

A kalcitban a kristálysiklatás különböző mechanizmusai tehát meghatározó szerepűek a mikroszerkezeti vizsgálatok eredményei alapján. A fenti mikroszerkezeti bélyegek összessége alapján a hőmérséklet mindenképpen elérte, illetve meghaladta 250–300°C-ot a D<sub>2</sub> deformáció során (vö. BURKHARD 1990, FERILL 1991, EVANS & DUNNE 1991, WEBER et al. 2001).

Az igen finomszemű karbonátokban azonban az intrakristályos deformációt jelző bélyegek néha hiányoznak (megnyúltság, ikresedés, kitüntetett szemcsealaki irányítottság), ezért e mintákban feltehetően a szemcsehatár menti csúszás lehetett a fő szemcseléptékű deformációs mechanizmus. A szemcsehatár menti csúszás aktivitására azonban csak indirekt módon — a kristályplaszticitás hiánya és a makroszkóposan megfigyelhető képlékeny alakváltozás alapján (vö. 5.4.2.3. fejezet) — következtethetünk, hiszen jelenlétét a szöveti bélyegek önmagukban közvetlenül nem igazolják, mert e deformációs mechanizmus, ellentétben az intrakristályos deformációval, nem hoz létre karakterisztikus mikroszerkezeteket. A szemcsehatár menti csúszás feltételezése összhangban van a kis szemcseméretű (<10 µm) kalcit alacsony hőmérsékletű (150–350°C) deformációjára vonatkozó megfigyelésekkel (SCHMID et al. 1977, 1980).

A sziliciklasztos kőzetekben a kvarc eredeti, nagyobb kristályainak (törmelékes szemcsék, illetve pre- és szintektonikus kvarcerek) dinamikus átkristályosodása (KOROKNAI & FRISCH 1998) apró, erősen szaturált szemcsehatárú kristályokká jelzi legegyértelműbben az

intrakristályos deformációt (60. ábra). E mikroszerkezet legalább 270-300°C-os hőmérsékletet jelez a deformáció során.



**60. ábra.** Szöveti részlet az U-52a mintából (Tapolcsányi Formáció, Csernely-völgy K-i oldala).

Gyúrt kvarcér részlete kovás agyagpalából. A kvarcér döntően apró, szuturás szemcsehatárú, dinamikusan átkristályosodott kvarcsemmékből épül fel. A kevés nagyobb, erősen unduláló kioltású, relikv szemcse szintén a kristályplasztikus deformáció jelentőségét mutatja. +N.

A kvarc dinamikus átkristályosodása a minták többségében gyenge, hisz a durvább szemcseméretű, törmelékes eredetű kvarckristályok javarészt még jól azonosíthatók (57., 59. ábrák). Az átkristályosodás főként a szemcseperemeken észlelhető („csipkés” peremek), míg a kristályok belsejében főként az unduláló kioltás és az alszemcsék képződése, illetve helyenként a kristályok megnyúlt alakja (diszlokációs kúszás) jelzi az intrakristályos deformációt. A markáns kitüntetett kristálytani irányítottság hiánya a kvarcban (vö. 55. ábra) szintén a kristálysiklatás viszonylag alárendelt szerepét jelzi a nyomási oldódáshoz képest.

A metahomokkövek-aleurolitpalák finomszemű mátrixában erősebb átkristályosodás észlelhető, mint a törmelékes szemcsékben. A Rágyincsvölgyi Homokkőben a mátrix-kvarc határozottabb kitüntetett kristálytani irányítottsága is jól felismerhető gipsz segédlemezzel. Ez a nagyobb, törmelékes szemcsékhez képest intenzívebb intrakristályos deformációt jelez, az igen finom szemcseméret azonban ennek kvantitatív optikai meghatározását nem teszi lehetővé.

A sziliciklasztos kőzetekben összességében tehát — ellentétben a karbonátokkal — főként a nyomási oldódás és a merevtest forgás a meghatározó szemcseszintű deformációs mechanizmus az irányított szövet kialakulásában. A kristálysiklatás jelentősége, bár aktivitását a tárgyalt mikroszerkezetek egyértelműen jelzik, lényegesen kisebb.

A szöveti megfigyelések a kalcit és a kvarc esetében egyaránt határozott szemcseméret-függést jeleznek az egyes szemcseszintű deformációs mechanizmusok intenzitásában.

#### **5.4.2.3. A képlékeny alakváltozás geometriai jellegzetességei**

Az irányított minták egy része lehetőséget nyújtott a szemcseszintű, illetve a makroszkopikus léptékű alakváltozás geometriai jellegzetességeinek meghatározására. A képlékeny alakváltozás elemzését olyan mintákat végeztem el, amelyekben a deformáció az adott vizsgálati mérettartományban (kézipéldány, vékonycsiszolat) közelítően homogénnek tekinthető (*4.1.1. fejezet*), így az analízis eredménye többé-kevésbé reprezentatív a teljes vizsgált kőzettérfogatra.

Az alakváltozás vékonycsiszolatos (szemcseszintű) meghatározásához egynemű ásványos (monomineralikus) összetételű és homogén szemcseméretű kőzetek tekinthetők ideálisnak, amelyekben döntően az egyes ásványszemcsék intrakristályos deformációja (diszlokációs kúszás) okozza a kőzet képlékeny alakváltozását. A polimineralikus, változatos szemcseméretű elegyrészekből álló kőzetekben a finomszemcsés mátrix, illetve a nagyobb ásvány és közettöredékek többnyire eltérő módon és mértékben deformálódnak, ezért ilyen esetben az alakváltozás nem homogén. Ebből következően az alakváltozás szemcseszintű vizsgálatára elsősorban a jól átkristályosodott, durvaszemű, irányított szövetű márványok voltak alkalmasak mindkét hegységben.

A háromdimenziós alakváltozás kézipéldány léptékű, illetve terepi közvetlen meghatározása csak kevés esetben volt lehetséges. Ez részben a képződmények kifejlődési sajátágaival (az analízisre alkalmas objektumok hiánya, illetve statisztikus értékeléshez túl kis mennyisége), részben pedig a fentebb említett megfontolásokkal függ össze (inhomogén deformáció). Az elemzett mintákban a mikroszerkezeti megfigyelések a mátrix és a mért objektum közt kis kompetenciakontraosztot jeleztek (pl. intenzív budinázsolódás hiánya), így a kapott alakváltozási értékek (közelítően) a teljes kőzettérfogat tényleges alakváltozását tükrözik.

Az alakváltozás meghatározása során valamely kőzetalkotó objektum(ok) hossz- és rövidtengelyeit mértem egy-egy adott metszetben. Ezekből az adatokból — kellő számú mérés

birtokában — az adott metszetre jellemző **átlagos hossztengety/rövidtengety arány** számítható. Az alakváltozást jellemző átlagos arányokat elegendő két metszetben meghatározni, a harmadik arány már számítható a másik két értékből. Vizsgálataim során az egyik referenciasíkot a palássággal ( $x-y$ ) — néhány esetben a rétegzéssel párhuzamos első palássággal ( $S_{0-1}$ ) — párhuzamos metszetek jelentették. Ezek mellett a palásságra merőleges és a megnyúlási vonalassággal párhuzamos ( $x-z$ ), ritkábban a palásságra és megnyúlási vonalasságra egyaránt merőleges ( $y-z$ ) metszeteket használtam fel a deformációanalízishez.

Az alakváltozás vékonycsiszolatos meghatározása során az egyedi kalcit szemcsék köré rajzolható képzeletbeli ellipszis tengelyeinek irányában mérhető hosszúsági adatokat határoztam meg 30–60 szemcsén egy kiválasztott — a csiszolat egészére reprezentatívnak tekinthető — kisebb részterületen. A kézipéldányokon deformált, diagenetikus(?) eredetű foltok, illetve vékony klorit-muszkovit rétegekkel (filmekkel) elválasztott, kalcitanyagú kőzetlencsék hossz- és rövidtengetyeit mértem (61. ábra).

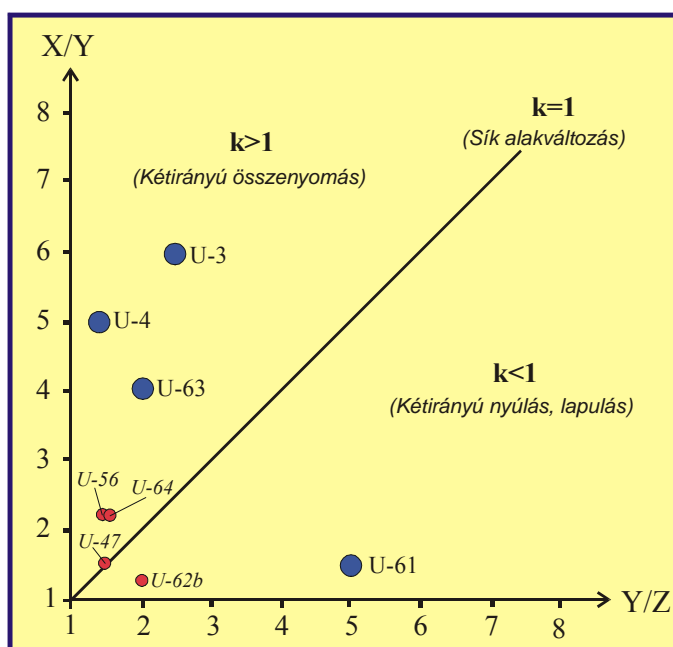


**61. ábra. Képlékeny alakváltozás az U-63 minta kézipéldányán (Abodi Mészkö, a Vízköz ÉK-i oldala).**

(a) A feltárásban észlelt markáns síkrendszer polírozott felületén egyirányban erősen megnyúlt, fehér, kalcitanyagú lencsék láthatók, amelyeket vékony klorit-muszkovit sávok választanak el egymástól. A kép hossza kb. 10 cm. (b) A megnyúlással párhuzamosan és a palásságra merőlegesen elvágott metszetben ugyancsak erősen megnyúlt-lapított lencsék észlelhetők. A kép hossza kb. 7 cm. (c) A megnyúlási irányra és a palásságra merőlegesen elvágott metszetben a világos foltok alakja ugyanakkor csak gyengén nyúlt, sőt helyenként egyáltalán nem

észlelhető megnyúlás. A kép magssága kb. 4 cm. A három egymásra merőleges metszet alapján a fehér kalcitlencsék alakja a térben tehát rúd-, illetve lécszerű.

A mérések alapján közvetlenül nyert, illetve számított alakváltozási arányokat ( $X/Y$  és  $Y/Z$ ) a Flinn-digrammban ábrázoltam (62. ábra, vö. 4.1.1. fejezet). Az adatok értelmezésénél hangsúlyozni kell, hogy a kapott alakváltozási arányok csak viszonylagosak, hisz a kiindulási alakok eredeti arányait nem ismerjük. Ezért az eredmények semmiképp sem tekinthetők a képlékeny deformáció abszolút értékeinek, hanem annak csak a típusát és fő trendjeit jellemzik. A kézipéldányon meghatározott adatok a mérhető elemek kis számából fakadóan csak (durva) közelítésnek fogadhatók el. Bár az alakváltozás meghatározására csak viszonylag kevés minta nyújtott lehetőséget, a kapott adatok alapján az eltérő vizsgálati mérettartományok főbb jellegzetességei mégis összevethetők. Az alakváltozás értékelése során a fenti adatokon túl figyelembe vettem a feltárásokban — sajnos gyakran csak egy metszetben — megfigyelhető alakváltozási jellegzetességeket is.



62. ábra. Képlékeny alakváltozási adatok a Flinn-diagramban az Upponyi-hegységből.

A kék körök a kézipéldányokon meghatározott alakváltozást jelentik, a piros körök a vékonycsiszolatokban észlelt szemcseszintű deformációt képviselik. A körök az egyes metszetekben meghatározott átlagos arányt jelzik. A makroszkópos léptékben észlelt alakváltozás mértéke lényegesen nagyobb, mint a szemcseszintű alakváltozása.

A vékonycsiszolatok és kézipéldányok adatai, valamint a terepi észlelések összevetéséből adódó egyik legfontosabb következtetés, hogy az eltérő vizsgálati mérettartományokban megfigyelhető alakváltozás nagysága — függetlenül az alakváltozás konkrét geometriájától — lényegesen eltérnek (62. ábra). A kézipéldányok és feltárások esetében az alakváltozást legszembevetőbben tükröző  $x:z$ , illetve  $y:z$  arány általában 3:1 és 6:1 között mozog, de ennél nagyobb értékek (8–10:1) is előfordulnak. A vizsgált vékonycsiszolatokban az egyedi ásványszemcsék tengelyarányai ugyanakkor jellemzően 1,5:1 és 3:1 közöttiek a legelnyúltabb alakokat tartalmazó  $x-z$  metszetben. Ritkán jelennek meg ennél nagyobb tengelyarányú (max. 4:1) szemcsék (pl. az U-56 és U-64). Teljesen hasonló

szemcseléptékű alakváltozást említ erősen deformált kelet-bükki mészkövekben NÉMETH & MÁDAI (2004) munkája is.

Lényegesen eltérő makroszkópos és szemcseszintű alakváltozást figyelt meg BURKHARD (1990) is a Nyugati-Alpok (nagyon) kisméretű metamorfózist szenvedett helvétai takaróiban. A különböző vizsgálati mérettartományok erősen eltérő alakváltozási adatai azt jelzik, hogy a karbonátos kőzetek esetében pusztán az egyedi ásványszemcsék jelenleg megfigyelhető — a szöveti bélyegek szerint egyértelműen kristályplasztikus eredetű — deformációjából (ikresedés, diszlokációs kúszás) semmi esetre sem vezethető le a kőzet teljes alakváltozása (vö. RAMSAY & HUBER 1983), ha azt feltételezzük, hogy a kézipéldányokon mért adatok feltűnő mértékű eltérése nem csupán a testek eredetileg is számottevő anizometriájából fakad. A makroszkopikus léptékben megfigyelt teljes alakváltozáshoz ezért a kőzetben vagy

- (1) más szemcseszintű deformációs mechanizmus(ok) (pl. szemcsehatár menti csúszás) aktivitásával is számolni kell (pl. BURKHARD 1990, BRODIE & RUTTER 2000) — egyfázisú deformációt feltételezve, és/vagy
- (2) azt kell feltételezni, hogy a vékonycsiszolatban megfigyelt szemcsealaki anizometria a teljes progresszív deformációnak csak az utolsó, „befagyott” kicsiny stádiumát (elemi deformáció, *l. 4.1.1. fejezet*) rögzíti, vagy más deformációs eseményt tükröz, mint a kézipéldányon észlelhető deformáció (vö. DIETRICH & SONG 1984).

Az U-47 mintában a szemcseszintű megnyúlási vonalasság a metszési vonalasságot deformálja (elforgatja), a mikroszkóposan észlelhető kőzetszövet ez esetben tehát egy  $F_1$  gyűrődést követő deformációs esemény nyomait rögzíti (*40b. ábra*). Ebből következően a különböző vizsgálati mérettartományokban erősen eltérő alakváltozási adatok — részben bizonyosan — eltérő deformációs esemény(ek)e)t tükröznek vissza.

A képlékeny deformáció geometriai jellegei a kézipéldányokon diszkoszzerű lapítottságot ( $k < 1$ ), illetve kétirányú összenyomós ( $k > 1$ ) jellegű alakváltozást egyaránt tükröznek (*62. ábra*). A kisszámú minta adatai alapján látszólag az utóbbi típus (kétirányú összenyomás) a gyakoribb. A kétirányú összenyomós alakváltozás megjelenése azonban azzal függ össze (pl. U-3, U-4 minták), hogy ezen esetekben a referenciasíkot nem a palásság ( $S_2$ ), hanem a rétegzéssel párhuzamos első palásság ( $S_{0-1}$ ) adta, mivel az adott feltárásokban e szerkezet képviselte a legmarkánsabb síkszerű elemet, s a szabad szemmel észlelhető kőzetdeformáció e síkra vonatkoztatva határozható meg. A térben rúdszerű testek kialakulását e mintákban az okozza, hogy a rétegzéssel párhuzamosan ellapult elemek ( $D_1$ ) a későbbi gyűrődés ( $D_{2a}$ ) során — a kőzetszerkezet intenzív belső átrendeződése következtében — a



redőtengelyekkel kb. párhuzamosan „felszabdalódnak”, amely folyamat a kőzet belsejében enyhén lapított, rúdszerű alakzatokat eredményez (61. ábra). E deformáció a külső kőzetfelszínen jól fejlett redőkévék formájában jelenik meg (32. ábra), amelyek kialakulását elsősorban a különböző rétegek közti viszkozitás-kontraszt kontrollálja (TWISS & MOORES 1992). Ahol a kontraszt kicsi, ott e jellegzetes, látszólag kétirányú összenyomásról tanúskodó szerkezeti formák teljesen hiányoznak vagy nagyon gyengén fejlettek. A fentiekből következően a kétirányú összenyomásos alakváltozási adatok nem a  $D_1$ , illetve  $D_2$  eseményekre jellemző alakváltozás általános geometriai jellegeit tükrözik, hanem e két deformációs esemény szuperpozíciója által létrehozott — lokálisan megjelenő — alakváltozási teret képviselnek.

A terepi megfigyelések szerint a hegység közeteiben mindenekelőtt a lapulások alakváltozás a meghatározó, hiszen igen elterjedtek a lapult, határozott megnyúlási irányt többnyire nem jelző síkszerű szerkezeti elemek (ún. S-tektonitok). A kétirányú összenyomásos deformációra jellemző ún. L-tektonitok (markáns megnyúlási vonalasságot mutató, rudas megjelenésű kőzetek) mindig a fentebb leírt redőkévé-szerkezetekhez kapcsolódva jelennek meg, amelyek viszont nem az alakváltozás általános geometriai jellemzőit tükrözik.

A mikroszkóposan meghatározott alakváltozási adatok (U-47, U-56, U-62b és U-64) az ún. sík deformációt reprezentáló egyenes közelébe esnek ( $k=1$ : az Y tengely irányában nincs alakváltozás, 62. ábra). E mintákban jól fejlett, egyszerű nyírással létrejött mikroszerkezet észlelhető („ferde palásság”, vö. 49., 51., 52. ábrák). Mivel az egyszerű nyírás geometriai szempontból a sík deformáció egyik speciális esetét képviseli (4.1.1. fejezet), ezért a szemcseszintű alakváltozási adatok összhangban vannak az ugyancsak egyszerű nyírást (nemkoaxiális deformációt) bizonyító mikroszerkezeti megfigyelésekkel (5.4.2.2. fejezet).

A makro- és mikroszintű megnyúlási irányok a minták egy részénél (pl. U-3, U-4 U-63) megegyeztek (kb. ÉK-DNy), s párhuzamosak a korábban tárgyalt metszési vonalasság, illetve az  $F_1$  redőtengelyek irányítottságával (vö. 5.4.2.1. fejezet). Néhány esetben azonban (pl. U-47, U-56) a mikroszkóposan észlelt megnyúlás helyzete lényegesen eltér a jellemzőbb ÉK-DNy-i iránytól, jóllehet e minták feltárásaiban a gyűrődések irányítottsága szintén kb. ÉK-DNy-i (vö. III. sz. melléklet). Ezen esetekben szabad szemmel sajnos nem észlelhető megnyúlási marker a feltárásokban, illetve kézipéldányokon, így közvetlenül nem vethető össze a megnyúlás irányítottsága a különböző léptékekben. Az U-47 minta korábban említett mikroszerkezeti viszonyai alapján (ahol a szemcseléptékű megnyúlási vonalasság a metszési vonalasságot deformálja) az általánostól eltérő szemcseszintű irányítottság — akár csak a különböző

vizsgálati mérettartományokban észlelt markánsan eltérő alakváltozás — a többfázisú képlékeny deformációval hozható összefüggésbe.

#### **5.4.2.4. A mikrotektonikai vizsgálatok eredményeinek összefoglalása**

Az Upponyi-hegységben a megnyúlási vonalasság — valamennyi vizsgált mérettartományban — jellemzően kis szöggel ÉK vagy DNY felé dőlő szerkezeti elem a palásság (és/vagy a rétegzés) síkjában. Ezen irányítottság — eltérően a Szendrői-egységtől — többé-kevésbé független a litológiai adottságoktól. A megnyúlás helyzete általában a mért és számított metszési vonalasság, illetve az  $F_1$  redőtengelyek irányítottságával egyezik meg.

A szemcseszintű vizsgálati léptékben azonban mindkét alegységben előfordul a metszési vonalasságtól lényegesen eltérő irányítottságú megnyúlás is. A megnyúlás iránya e mintákban a palásság dőlésirányához áll közel. A karbonátos minták esetében e szemcseléptékű megnyúlás igen jól fejlett, s kialakulása egyértelműen a szerkezetileg meghatározó  $F_1$  gyűrődést követő (esetleg a redőződés kései szakaszához kapcsolódó?) egyszerű nyírásos deformációhoz köthető ( $D_{2b}$ ). A sziliciklasztos kőzetekben a dőlésirányú szemcseléptékű megnyúlás általában jóval gyengébb fejlettségű, mint a karbonátokban. A megnyúlással párhuzamos és palásságra merőleges metszetekben ( $x-z$ ) e minták esetében — ellentétben a karbonátos mintákkal — nem észlelhetők jól fejlett, egyszerű nyírást jelző mikroszerkezetek, ami a megnyúlást létrehozó deformáció tiszta nyírásos eredetére utal. A szöveti irányítottság e kőzetekben az  $F_1$  redőződéshez kapcsolódó képlékeny anyagátrendeződés nyomait őrizheti ( $D_{2a}$ ).

A képlékeny szerkezetalakulás során a rétegzéssel párhuzamos első palásság ( $S_{0-1}$ ) és a „főpalásság” ( $S_2$ ) síkjában intenzív lapultságot eredményező alakváltozás ment végbe ( $k < 1$ ). A feltárásokban és kézipéldányokon általában a „főpalásság” ( $S_2$ ) síkjában végbement lapultság figyelhető meg jobban, amely az  $F_1$  gyűrődés kései szakaszához kötődhet. E deformáció alapvetően koaxiális típusú. Az  $F_1$  redők gyakori hasonló (II típusú) geometriája és a helyenként minden korábbi szerkezetet „eltüntető”  $S_2$  palásság ugyancsak jelentékeny mértékű lapulásra utal (McCLAY 1987). A kisebb szerkezeti domének között ugyanakkor jelentős eltérések észlelhetők a képlékeny rövidülés intenzitásában, amit a redőgeometriában és a palásság „fejlettségében” mutatkozó különbségek tükröznek. A kétirányú összenyomásos alakváltozási adatok ( $k > 1$ ) nem az alakváltozási tér regionális geometriai jellemzőit tükrözik.

Az alakváltozás mértéke a kézipéldányokon és feltárásokban lényegesen nagyobbak adódik, mint a vékonycsiszolatokban észlelt szemcseszintű, intrakristályos deformáció. A

szemcseszintű alakváltozási adatok a vizsgált mintákban az ún. „sík deformációt” jelző egyenes ( $k=1$ ) közelébe esnek, ahová az egyszerű nyírás is tartozik. Az elemzett vékonycsiszolatokban megfigyelt „ferde paláság” a deformáció egyszerű nyírásos jellegét igazolja, ami jól egyezik a szemcseleptékű alakváltozási adatokkal. E deformáció fiatalabb, mint a makroszkópos markerek által jelzett lapulás. A makroszkópos és szemcseszintű alakváltozás feltűnően eltérő mértéke és helyenként különböző irányítottsága tehát többfázisú képlékeny deformációt tükröz.

A megnyúlási vonalassággal párhuzamos és paláságra merőleges ( $x-z$ ) metszetekben kevés esetben — főként a karbonátos kőzetekben — lehetett nyírásirányt meghatározni a fénymikroszkópos vizsgálatokkal. A terepi megfigyelések szerint az egyszerű nyírást jelző minták egyike sem származik a környezetéhez képest feltűnően markáns deformációval és jelentékeny mértékű képlékeny elmozdulással jellemezhető milonitos nyírás övből. A hegység északi részén meghatározott nyírások a meredek helyzetű palásági síkok menti balos eltolódást jeleznek, míg a Lázberci-alegység déli részén (Ny)ÉNy-ias feltolódások adódtak a főpaláság ( $S_2$ ) mentén. A nyírások az utóbbi esetben bizonyosan az  $F_1$  gyűrődés után történtek. A hegység északi részén ez kevésbé egyértelmű, hisz a mikroszkóposan meghatározott fő megnyúlás iránya egybeesik a fő  $F_1$  redőtengely irányokkal, ami akár a gyűrődéssel egyidejű nyírásra is utalhat. Az egyszerű nyírást jelző karbonátos minták mikroszerkezete ugyanakkor — a földrajzi helyzettől és a nyírás jellegétől függetlenül — igen hasonló termodinamikai feltételek mellett (a metamorfózis magas hőmérsékletű szakaszában) lezajlott egyszerű nyírásos deformációt jelez, ami arra utal, hogy közel egyidejű eseményekről van szó.

A Tapolcsányi-alegység U-49 jelű mintájában meghatározott, a rétegzéssel ( $S_{0-1}$ ) párhuzamos paláságban fellépő nyírás iránya DNy-i. E nyírás kora bizonytalan: tartozhat az  $F_1$  gyűrődéshez, amely során rétegmenti nyírás lép fel a redőszárnyakon (ami a dőlés adatok alapján ez esetben átbuktatott szárnyat jelentene), de elképzelhető, hogy ennél korábbi, D-i vergenciájú nyírásos eseményt jelez, amely egyidejű a rétegzéssel párhuzamos első paláság kialakulásával. A Nekézseny melletti kőfejtőben megfigyelt É-i vergenciájú feltolódás valószínűleg a Lázberci-alegység feltolódásos és oldaleltolódásos nyírásaival egyidős.

A szöveti bélyegek szerint a szemcseszintű deformációs mechanizmusok közül a nyomási oldódás meghatározó szerepű mind a sziliciklasztos, mind a karbonátos kőzettípusokban. A kristályplasztikus deformáció (kristálysiklatás) jelentősége alapvető a durvább szemű karbonátos kőzetekben, míg a törmelékes üledékes kőzetek csoportjában e

deformációs mechanizmusok összességében véve alárendeltebb szerepűek. A finomszemű mikritekben valószínűleg a szemcsehatármenti csúszás is lényegesen hozzájárult az eredő alakváltozáshoz. A kvarc dinamikus átkristályosodása legalább 270–300°C-os hőmérsékletet jelez a deformáció során, amit megerősít az átkristályosodott kalcitszemcsék jól fejlett kitüntetett szemcsealaki és kristálytani irányítottsága is. A mikroszerkezetek alapján becsülhető hőmérséklet jó összhangban van ÁRKAI et al. (1981) és ÁRKAI (1982, 1983) metamorf petrogenetikai vizsgálatainak eredményeivel.

A mikrotektonikai és terepi vizsgálatok összegzéseként az alábbi képlékeny deformációs események különíthetők el:

**D<sub>1</sub>:** Rétegzéssel párhuzamos első palásság ( $S_{0-1}$ ) kialakulása. E deformáció az  $S_{0-1}$ -ben néhol sejthető redőroncsok alapján esetleg egy korai, izoklinális gyűrődéssel hozható kapcsolatba (vö. CSONTOS 1989). A Tapolcsányi-alegység U-49 jelű mintájában megfigyelt, a rétegzéssel párhuzamos első palásság síkjában végbement D-i vergenciájú egyszerű nyírás tartozhat ehhez az eseményhez.

**D<sub>2a</sub>:** A rétegzéssel párhuzamos első palásság ( $S_{0-1}$ ) ÉK-DNy-i tengelyirányú  $F_1$  redőkbe gyűrődött. Ennek során jött létre a redők tengelysíkjaival megegyező helyzetű a „főpalásság” ( $S_2$ ), amellyel párhuzamosan erős lapultság észlelhető. A szoros, néhol közel izoklinális  $F_1$  redőkben  $S_{0-1}$  és  $S_2$  gyakran teljesen párhuzamos helyzetű, és az intenzív transzpozíció következtében — terepen és vékonycsiszolatban egyaránt — elkülöníthetetlen szerkezeti elemekké váltak.

**D<sub>2b</sub>:** Képlékeny ÉK-DNy-i balos, illetve ÉNy-i vergenciájú feltolódásos nyírások a Lázberci-alegység É-i, illetve D-i részén, amelyek viszonylag magas hőmérsékleten történtek a mikroszerkezeti bélyegek szerint.

**D<sub>3</sub>:** Gyenge,  $S_2$ -t deformáló, krenulációs palásság ( $S_3$ ) lokális kialakulása, amely egy következő, az  $F_1$  redőződéshez képest kevésbé intenzív és alacsonyabb hőmérsékletű gyűrődési eseményhez tartozik ( $F_2$ ). Az  $F_1$  redők tengelysíkjának kisebb-nagyobb mértékű hajladozása és gyenge elnyíródása részben szintén e deformációs fázishoz tartozhat. Az elnyíródások alapján e fázis vergenciája nem állapítható meg egyértelműen, hisz ÉNy-i és DK-i nyírások egyaránt előfordulnak.

**D<sub>4</sub>:** Kink-redők képződése félig képlékeny nyírózónákban újabb palássági generáció létrejötte nélkül.

## 5.5. Szendrői-hegység

### 5.5.1. Szerkezeti elemek jellemzése a terepi észlelések alapján

A Szendrői-hegységben a főbb képlékeny deformációs fázisok legfontosabb jellemzői lényegében megegyeznek az Upponyi-hegységnél elmondottakkal. A szerkezeti alapvonások hasonlósága mellett ugyanakkor határozott eltérések is felfedezhetők. Az alábbi jellemzésben elsősorban ezen különbségeket igyekszem kiemelni, hiszen az egyes szerkezeti elemek meghatározó jellegzetességei jórészt egybeesnek az 5.4.1. és 5.3. fejezetekben leírtakkal.

A „főpalásság” ( $S_2$ ) és a rétegzéssel párhuzamos első palásság ( $S_{0-1}$ ) dőlésirányai első ránézésre meglehetősen hasonló képet mutatnak a két hegységben: uralkodik a DK-i dőlésirány, s viszonylag gyakori az ÉNy-i irány is. Míg az Upponyi-hegységben e fő dőlésirányok mellett más irányok csak alárendelten jelentkeznek, addig a Szendrői-hegységben a dőlésirányok lényegesen nagyobb szórást mutatnak (vö. JÁMBOR 1958), ami az irányított minták mikroszerkezeti adataiban is markánsan tükröződik (vö. 41. és 69. ábrák).

A Szendrői-hegységben a palásság ( $S_2$ ) dőlésirányának változása alapján helyenként kisebb — szerkezetiileg közelítően egységesnek tekinthető — térképi sávok (pl. a hegység DK-i peremén, kb. Gada-Szakácsi-Ládbesnyő vonalában végighúzódó (É)ÉNy-i dőlésű pászta), illetve blokkok is elkülöníthetők (pl. a szendrőládi Borda-völgy és környékének K(DK)-i dőlésirányú palássági adatai), bár ezek határai a gyér feltártság miatt csak hozzávetőlegesen jelölhetők ki. A palásság dőlésirányának markáns változása azonban a fentieknél jóval kisebb léptékben is jellemző (l. a szendrői Várhegy (D)Ny-i és K-i oldalának szerkezeti adatait, V. sz. melléklet), néhol pedig feltáráson belül is észlelhető (pl. szendrőládi Kecskés-hegy).

Lényeges különbség a két paleozoos összlet közt, hogy a palásság és a rétegzéssel párhuzamos első palásság dőlésszöge az Upponyi-hegységben többnyire igen meredek ( $50-90^\circ$ ), a Szendrői-hegységben viszont általában ennél laposabb dőlésszög, többnyire  $30-60^\circ$ , a jellemző, s nem ritkák az igen lapos dőlésszögek ( $10-20^\circ$ ) sem (vö. JÁMBOR 1958).

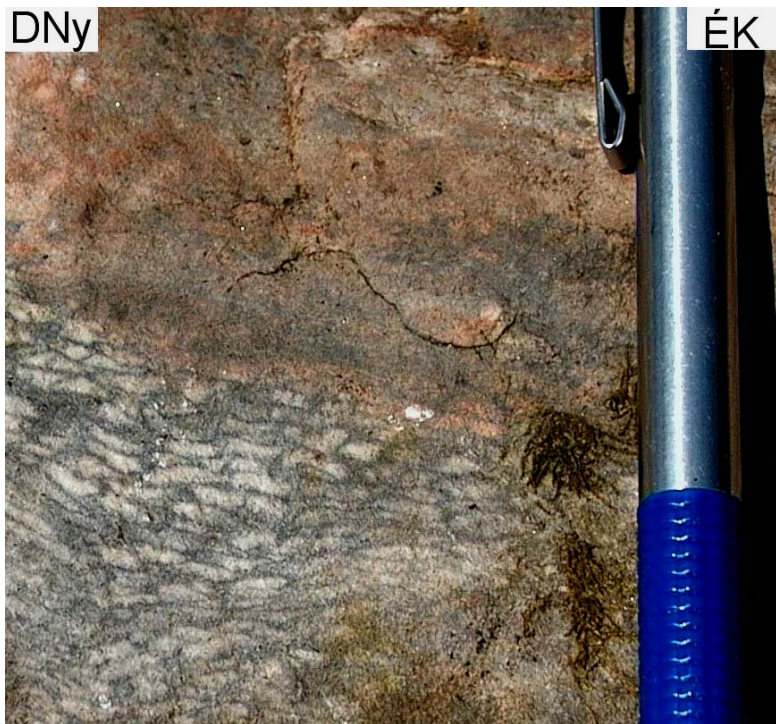
A Szendrői-hegységben — eltérően az Upponyi-hegységtől — számos helyen észlelhető átbuktatott helyzetű rétegzés ( $S_2$  laposabb dőlésű  $S_{0-1}$ -nél). Ez a karbonátos litosztratigráfiai egységek feltárásaiban közvetlenül csak ritkán ismerhető fel (pl. Kis-Somos, Kovács-oldal, az Abodi-völgy néhány feltárása), mivel az erős transzpozíció gyakran teljesen „eltünteti” a rétegzéssel párhuzamos első palásság ( $S_{0-1}$ ) nyomait. A deformációs események nyomait jobban megőrző Szendrői Füllitben azonban sok helyen észlelhető (pl. Pesta-völgy és környező párhuzamos völgyek) az inverz szerkezeti helyzet.

A Szendrői-hegységben az  $F_1$  gyűrődések közvetlenül viszonylag ritkán észlelhetők, de a mérhető szerkezeti elemek alapján mégis sokszor jól szerkeszthetők (*I. sztereogramok, V. sz. melléklet*). E redők irányítottsága nem egységes: a hegység Ny-i részén a redőtengelyek többnyire (É)ÉK-(D)DNy-i csapásúnak adódnak, míg a K-i részeken KÉK-NyDNy-i (illetve K-Ny-i) irányítottságúak (vö. SCHRÉTER 1952). Ezt az orientáció-változást jól jelzi a redőtengelyekkel kb. párhuzamos, s a feltárások zömében közvetlenül is mérhető első metszési vonalasság ( $S_{0-1} \cap S_2$ , *63. ábra*), amelynek dőlésiránya a hegység Ny-i felén jobbra DNy-i, a K-i részterületen viszont inkább a K(ÉK)-i (*V. sz. melléklet*). E szerkezeti elem dőlésiránya tehát jelentősebb szórást mutat, mint az Upponyi-hegységben.



**63. ábra.** Metszési vonalasság a Szendőládi Mésző gyűrt, meredek K-i dőlésű réteglapján. Felhagyott kis kőfejtő a Kovács-oldalban, Szendőládtól északra. A metszési vonalasság, illetve a gyengén fejlett redőkévék (alul) igen kis szöggel D felé dőlnek.

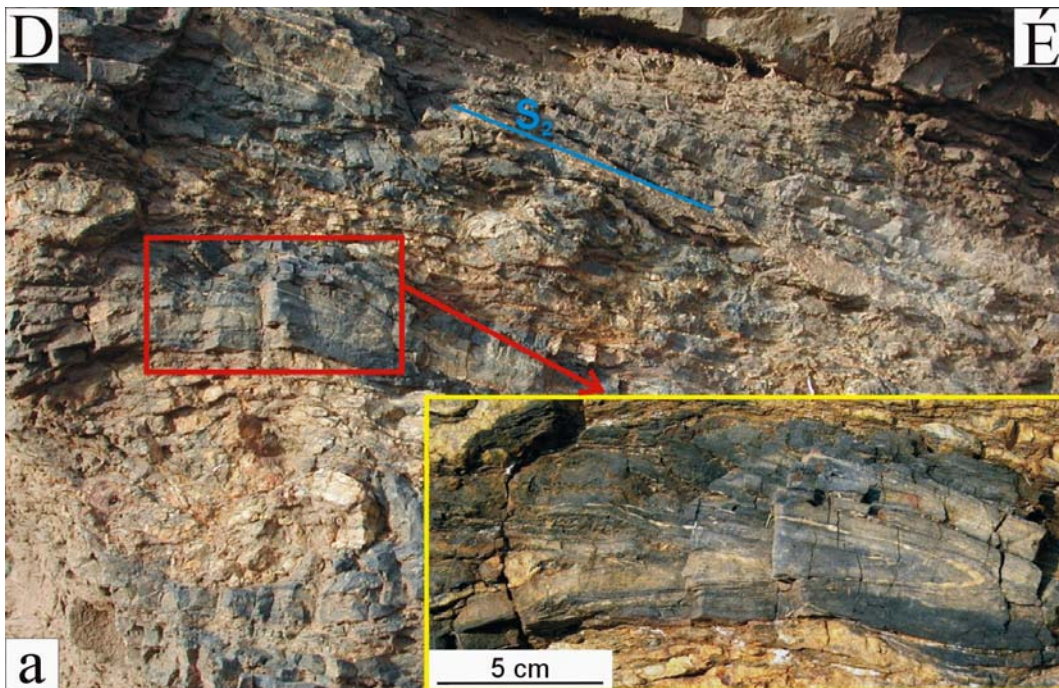
A Szendrői Fillit „sávós pala” kifejlődésében jellemzőek a metszési vonalassággal párhuzamos helyzetű, jól fejlett redőkévék, amelyeket közelítően rúd alakú, kompetens homokkő rétegek jelölnek ki az inkompetensebb agyagpala mátrixban. Egyes feltárásokban és az elvágott kézipéldányokon az ősmaradványok (főként korallok), és más kőzetelegrészek (pl. intraklasztok) hossz tengely szerinti rendeződése, illetve megnyúlása is megfigyelhető a palásság (és/vagy a rétegzés) síkjában (*64. ábra*). A sávós palákban helyenként jellemző a homokkőrétegek hurkásodása-szétszakadozása is. E makroszkópos léptékű megnyúlás mindig párhuzamos az észlelt vagy szerkesztett metszési vonalassággal (vö. *5.5.2.1. fejezet*).



**64. ábra.** Elnyúlt korall-szeptumok a Szendőládi Mészkőben. Kanyica-völgy, Tóharasztpuszta közelében. A szerkezeti adatok alapján a megnyúlás iránya az ÉK-i dőlésű metszési vonalassággal párhuzamos.

A feltárásokban észlelhető  $F_1$  redőgeometriák — akárcsak az Upponyi-hegységben — itt is változatosak, ami a sztereogramokról is jól leolvasható (*V. sz. melléklet*). Az uralkodó zárt-szoros redőkön kívül a Szendrői-hegységben azonban nem ritkák az izoklinális gyűrődések sem (*65. ábra*).

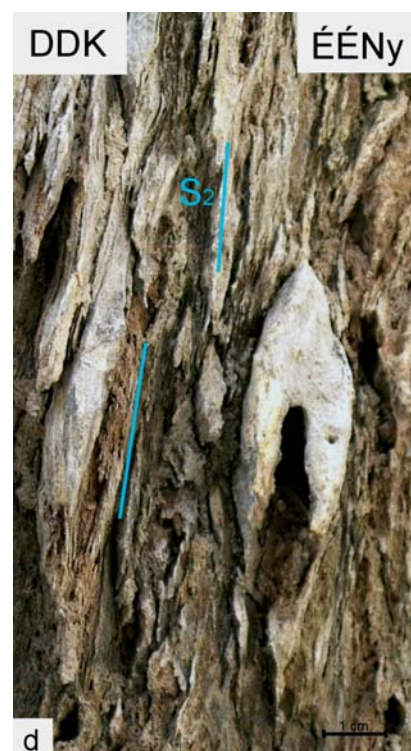
**65. ábra.**  $S_2$  palássággal egyidős  $F_1$  redők a Szendrői-paleozoikumból.



**(a)** Közel izoklinális, ÉÉNy-i vergenciájú, fekvő redő a Szendrőládi Mészkőben az edelényi Várdomb D-i oldalában. A főpalásság és a redőszárnyak lapos, ÉÉNy-i dőlése az  $F_2$  gyűrődés hatását jelzi.



(b) Aszimmetrikus, ÉÉNy-i vergenciájú, hasonló típusú, szoros redők a Szendrőládi Mészko erősen agyagos kifejlődésében Irotánál.



(c) Apró parazita redők egy nagyobb, átbuktatott forma (szaggatott piros vonal) szárnyán. Felső-devon, medencefáciesű mészkő a Kis-Somos köfajtőjében. (d) Gyökerétől teljesen elszakított, izoklinális redőcsukló maradványa mészpalában. A feltárásban az eredeti rétegzés gyakorlatilag teljesen transzponálódott a kitűnően fejlett  $S_2$  palásságba. Szendrőládi Mészko erősen agyagos kifejlődése, Irota É.



Az egyik legszembeötlőbb eltérés az Upponyi- és a Szendrői-egységek közt, hogy az utóbbiban az  $F_2$  gyűrődések jelenléte sokkal hangsúlyosabb, ami a palássági adatok korábban említett változékonyságán kívül térképi léptékű szerkezetek létrejöttében is megnyilvánul (vö. 7.2.2.2. fejezet, ill. V. sz. melléklet). A mért  $F_2$  redőtengelyek — az  $F_1$  gyűrődésekhez hasonlóan — általában (K)ÉK-(Ny)DNy-i irányitottságúak, s jobbára kis-közepes ( $10\text{--}40^\circ$ ) dőlésszögűek. E többnyire nyílt vagy tág redők a palásságot „hullámosítják”, gyűrrik (66. ábra).



**66. ábra.** A „főpalásságot” ( $S_2$ ) hajlító  $F_2$  gyűrődés mészpalában. Szendrőládi Mészkö, felhagyott kőfejtő Irota ÉNy-i határában.

A kései  $F_2$  gyűrődés tengelye KÉK-NyDNy-i irányitottságú, amely párhuzamos a közeli feltárásokban mért  $F_1$  redők irányitottságával (vö. V. sz. melléklet).

Szerencsés esetben a korábbi gyűrődések hajlítása közvetlenül is megfigyelhető (vö. HERMESZ et al. 1990), legtöbbször azonban csak az uralkodó DK-i palássági dőlés ÉNy-ivá fordulása hívja fel jelenlétükre a figyelmet. Az  $F_2$  redőtengelyek néhol azonban „anomális” ÉNy-i, illetve DK-i dőlésirányúak, amelyek időbeli elválasztása a gyakoribb ÉK-DNy-i irányitottságú  $F_2$  redőktől éppúgy problematikus, mint az Upponyi-hegység esetében.

Az  $F_2$  gyűrődések részlemét képviselő  $S_3$  (krenulációs) palásság és a második metszési vonalasság ( $S_2 \cap S_3$ ) a kibukkanásokban közvetlenül csak elvétve mérhető, de a vágott kézipéldányok és a vékonycsiszolatok alapján sokszor megbízhatóan elkülöníthetők (5.5.2.1. fejezet). A második metszési vonalasság dőlésiránya többnyire csak kevésbé különbözik az elsőtől, dőlésszöge azonban általában meredekebb (V. sz. melléklet).

Az  $F_1$  (és/vagy  $F_2$ ) redőkhöz gyakran társulnak kisebb (cm-néhány dm) belső feltolódások és pikkelyek, amelyek főként a Szendrői Fillit feltárásaiban figyelhetők meg közvetlenül (vö. SCHRÉTER 1949a, HERMESZ 1990). Réteglap és/vagy palásság menti

feltolódásos vetőkarcok több feltárásban (pl. meszesi Templomdomb, Abodi-völgy kisebb kőfejtői) is észlelhetők. A feltolódások a gyűrődésekben fellépő helyproblémákat oldják fel, s nem elsődlegesen meghatározó szerkezetek.

A harmadik gyűrődési fázist ( $F_3$ ) a Szendrői-egységben is meredek tengelyű kink-redők jellemzik, amelyek keskeny ÉNy-DK-i, illetve közel É-D-i csapású zónákhoz kötődnek. Ezek mentén helyenként jobbos nyírás ismerhető fel (67. ábra). E redők számos esetben nem figyelhetők meg közvetlenül, hanem csak a palásság (s a többi szerkezeti elem) dőlésirányának jelentős „anomáliája” (pl. a gyakori ÉK-i dőlésirány) hívja fel rá a figyelmet.



**67. ábra.** Közel É-D-i csapású, meredek tengelyű kink-zóna Irota ÉNy-i határában (felülnézet).

A nyírozónában a közel függőleges helyzetű palásság elcsavarodásának geometriája jobbos nyírást jelez.

## 5.5.2. Mikrotektonikai vizsgálatok

### 5.5.2.1. Szerkezeti elemek a palássággal párhuzamos ( $x$ - $y$ ) vékonycsiszolatokban

A palássággal párhuzamos metszetek vizsgálatára az Upponyi-hegységnél bemutatott módszertan alkalmazásával került sor (5.4.2.1. fejezet), hiszen a megnyúlás helyzete a palássági síkban az esetek nagyobb részében itt sem volt egyértelmű. A szendrői irányított minták összefoglaló mikroszerkezeti adatait a II. Függelék tartalmazza.

A Szendrői-hegység irányított mintáinak többségében — szemben az upponyi minták tapasztalataival (vö. 5.4.2.1. fejezet) — határozott, és helyenként meglehetősen összetett szöveti irányítottság észlelhető a palássággal párhuzamos ( $x$ - $y$ ) metszetekben. Vékonycsiszolatban irányítatlan, ekvigranuláris szövet csak a karbonátos kőzetekben (ott is ritkán) fordult elő. A sziliciklasztos litológiai csoportban a viszonylag durvább szemű metahomokkövek mutatták a leggyengébben fejlett szemcseszintű irányítottságot (II. Függelék).

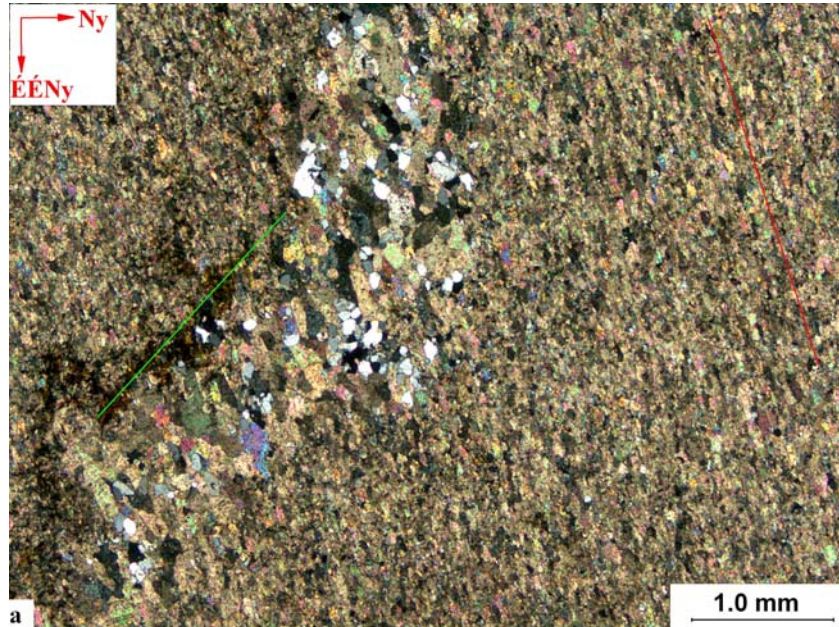
A karbonátos kőzetekben helyenként eltérő irányítottság észlelhető a különböző vizsgálati mérettartományokban. Az elvágott kézipéldányokon a makroszkopikus méretű (néhány mm, cm), anizometrikus ősmaradvány-vázelemek (korall, Crinoidea), illetve más elnyúlt klasztok néhol hossz tengely szerint egyirányba rendeződtek, és/vagy elnyúltak a palásság síkjában (64. ábra). Ez az irányítottság jellemzően párhuzamos az adott feltárásban megfigyelhető metszési vonalassággal ( $S_{0-1} \cap S_2$ , vö. 72. ábra). A vékonycsiszolatokban ezen iránnyal párhuzamosan gyakran jelentkezik anyagi és/vagy szemcseméretbeli váltakozás, amit eltérő szemcseméretű kalcitsávok, illetve csillámok és az opak ércásványok vékony sávokba („zsinórokba”) tömörülése, máshol kvarc-földpát dús sávok jelölnek ki a finomabb szemű kalcit alkotta mátrixban (68a. ábra). Néha szervesanyagdús (grafitos) sávok is előfordulnak a metszési vonalassággal párhuzamos helyzetben (68d. ábra). Az egyedi ásványszemcsék azonban általában nem mutatnak megnyúlást ebben az irányban.

A vékonycsiszolatokban a szemcseszintű megnyúlás irányát a hossz tengely szerint egyirányba rendeződött, megnyúlt kalcitszemcsék definiálják az uralkodó mennyiségű, javarészt finomszemű mátrixban (68a-d. ábrák). A szemcseszintű megnyúlás iránya a karbonátokban a legtöbb esetben markánsan eltér a fentebb említett, szabad szemmel is észlelhető, a metszési vonalassággal egyező irányítottságtól. Bár a nagyobb, anizometrikus klasztok sokszor (még) a metszési vonalassággal párhuzamos helyzetűek, de gyakran megfigyelhető beforgásuk, illetve átkristályosodásuk a finomszemű mátrix irányítottsága által definiált irányba. A metszési vonalassággal párhuzamos anyagváltakozás „zsinórjai” is gyakran mutatnak „behúzódat” a finomszemű mátrix irányítottságába (68a. ábra). A mátrixban észlelt szemcseszintű megnyúlás ( $L_2$ ) tehát egy fiatalabb deformációs eseményhez tartozik, hiszen a metszési vonalassággal párhuzamosan kialakult ( $L_1$ ) irányítottságot számos esetben jól észlelhetően deformálja.

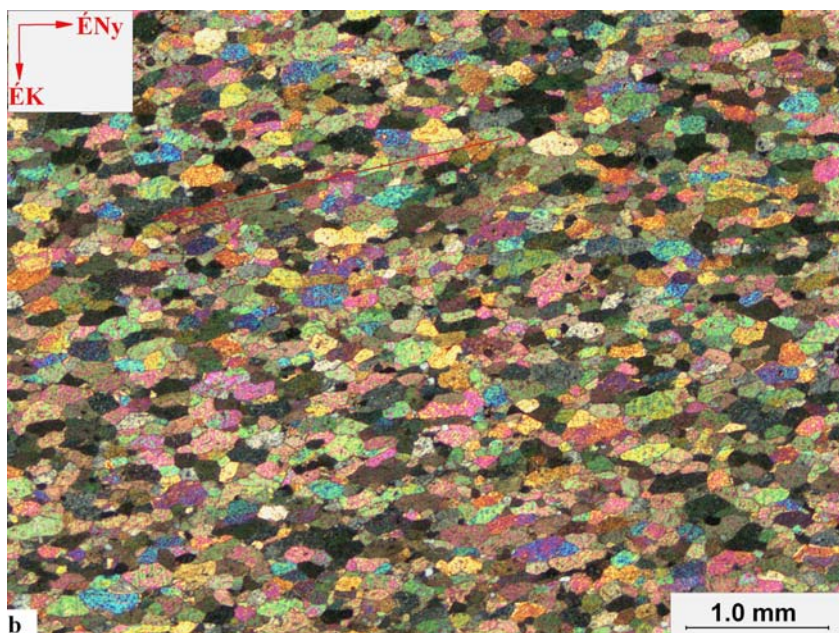
A sziliciklasztos kőzetekben a szemcseszintű megnyúlás irányát többnyire a hossz tengely szerint rendezett, anizometrikus ásványszemcsék (főként filloszilikátok, kisebbrészt földpát, mátrix-karbonát), a nagyobb klasztok körüli ásványnyúlványok, ritkán elnyúlt ásványaggregátumok, valamint a szétszakított szemcsék közt nőtt rostos ásványok definiálják a palássággal párhuzamos csiszolatokban (68e. ábra). A finomszemű pelites kőzetekben néhol kétféle, kőzetdoménenként is változó megnyúlási irány is észlelhető (68f. ábra). Ezekben az esetekben mindig a csiszolat egészében meghatározó irányítottságot tekintettem a jellemző megnyúlásnak (l. II. Függelék). A törmelékes üledékes kőzetekben a

domináns szemcseszintű megnyúlás — ellentétben a karbonátokkal — általában (közel) párhuzamos az adott feltárásban vagy kézipéldányon megfigyelt metszési vonalassággal.

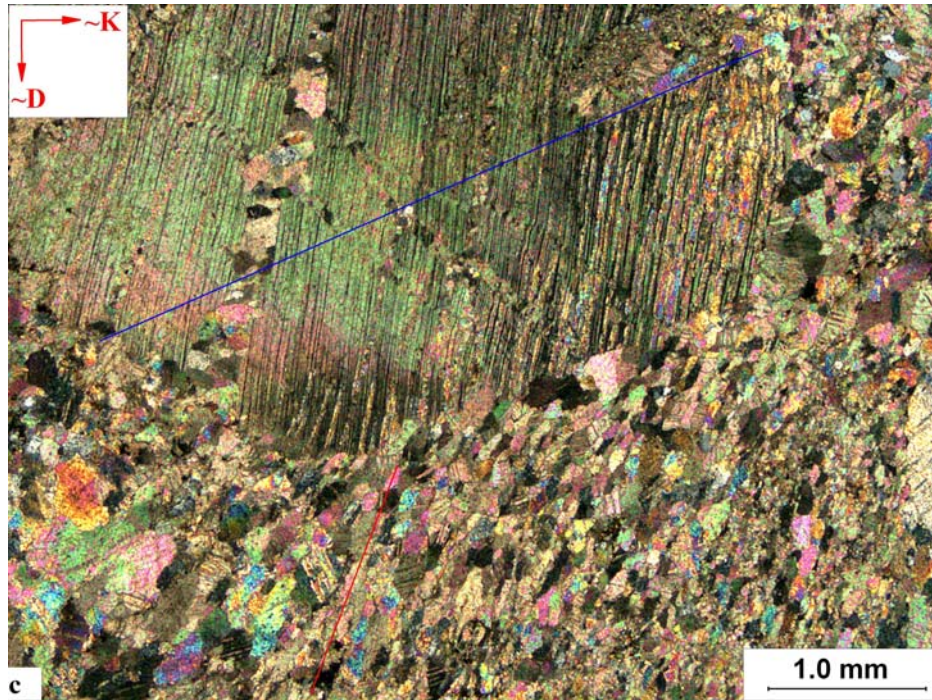
**68. ábra.** Palássággal párhuzamos ( $x$ - $y$ ) metszetek szöveti képe a Szendrői-paleozoikum különböző kőzettípusaiból.



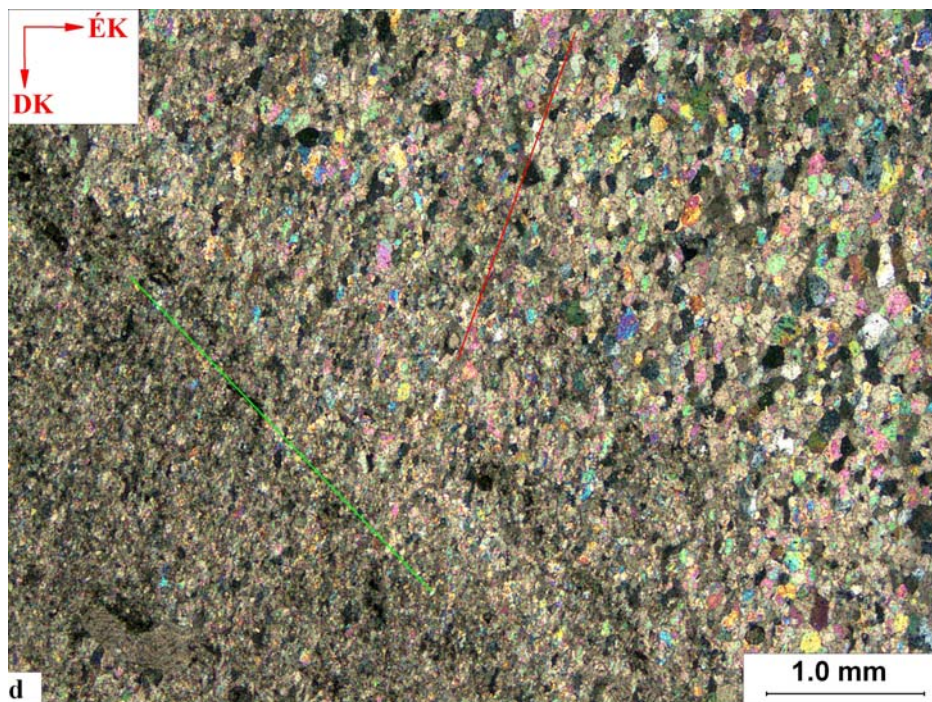
(a) Jól fejlett megnyúlási vonalasság a finomszemű kalcit-mátrixban, amelyet hossztengety szerint rendezett, dinamikusán átkristályosodott szemcsék jelölnek ki. A megnyúlás iránya (piros vonal) a palásság dőlésirányától (ÉÉNy) kis szöggel tér el. A metszési vonalasságot ( $S_{0-1} \cap S_2$ , zöld vonal) durvább szemű kalcitot, kvarcot és limonitot tartalmazó vékony, erőteljesen transzponálódott, gyüredezett sáv jelöli ki. A sávban az átkristályosodott durva szemű kalcitok hossztengetyei a mátrix-kalcit irányítottságával egyezők. Szendrőládi Mészkö, SZ-33, +N.



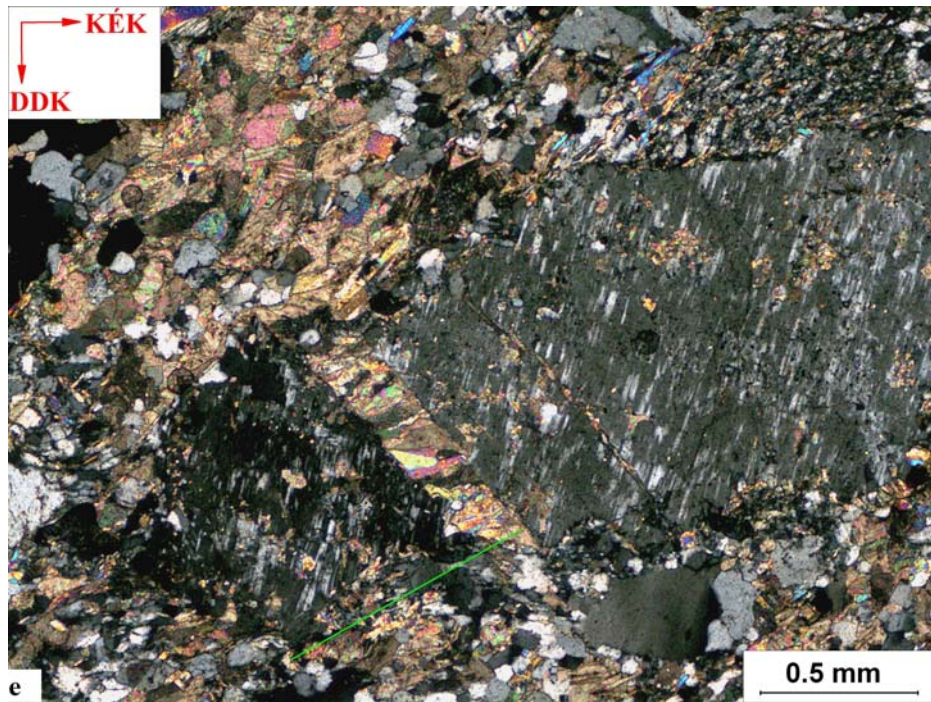
(b) Kitűnően fejlett megnyúlás, amelyet hasonló méretű, elnyúlt és hossztengety szerint rendezett kalcitok jelölnek ki. A megnyúlás iránya (piros vonal balra fent) a palásság dőlésirányától (ÉK) nagy szöggel tér el, és közel párhuzamos a csapásiránnyal. Abodi Mészkö, SZ-63, +N.



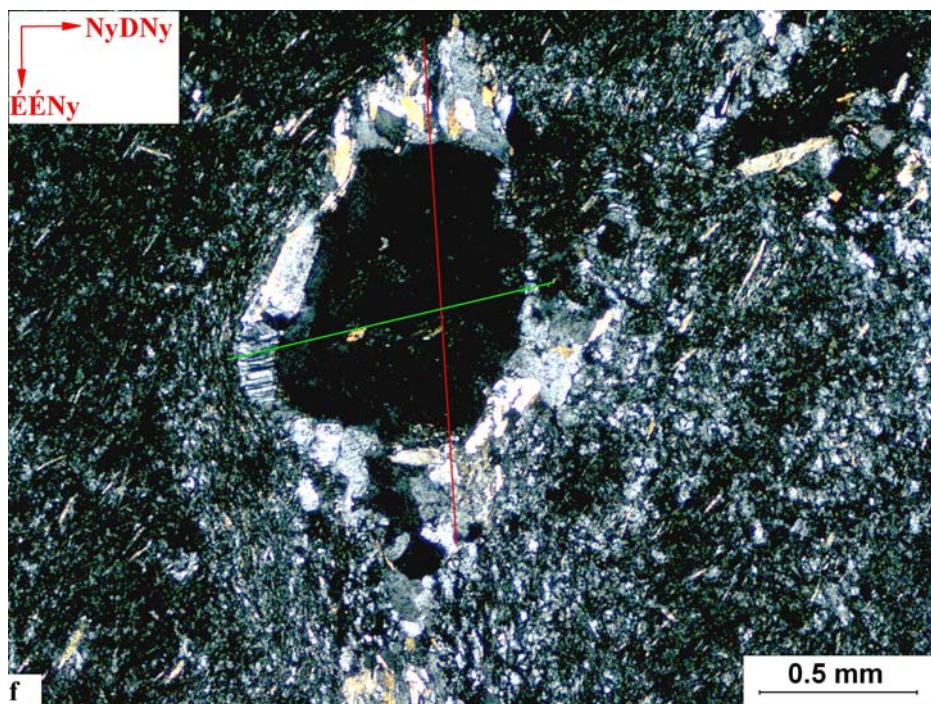
(c) Anizometrikus, erősen ikresedett Crinoidea-klaszt hossz tengelye által definiált vonalasság (kék vonal), amely párhuzamos a kézipéldányon látszó és a terepen mért metszési vonalassággal ( $S_{0-1} \cap S_2$ ). A finomszemű mátrix-kristályok hossz tengelyeinek orientációja ettől azonban lényegesen eltér (piros vonal, középen lent), és a palásság dőlésirányához (~D) áll közel. Kopaszhegyi Mészkö, SZ-26, +N.



(d) Változó szemcseméretű és szervesanyagtartalmú sávok által kijelölt metszési vonalasság ( $S_{0-1} \cap S_2$ , zöld vonal balra). A bal alsó sarokban látható nagyobb bioklaszt hossz tengelye szintén ezen iránnyal párhuzamos. A durvább szemű részen a kalcitkristályok hossz tengelyei által kijelölt megnyúlás iránya (piros vonal középen fent) azonban közel merőleges a metszési vonalasságra, és a palásság dőlésirányától (DK) kis szöggel tér el. Szendrőládi Mészkö, SZ-62, +N.



(e) Karbonátos mátrixú metahomokkő szétszakított, pertites káliföldpát szemcsével, amelynek fragmentumai közt rostos kalcit nőtt párhuzamosan a megnyúlással (zöld vonal középen lent). A mintában a csillámlemezkek hossztengetely szerinti rendeződése (jobbra fent) is megfigyelhető. A megnyúlási vonalasság párhuzamos a metszési vonalassággal. Szendrői Fillit, SZ-22b, +N.

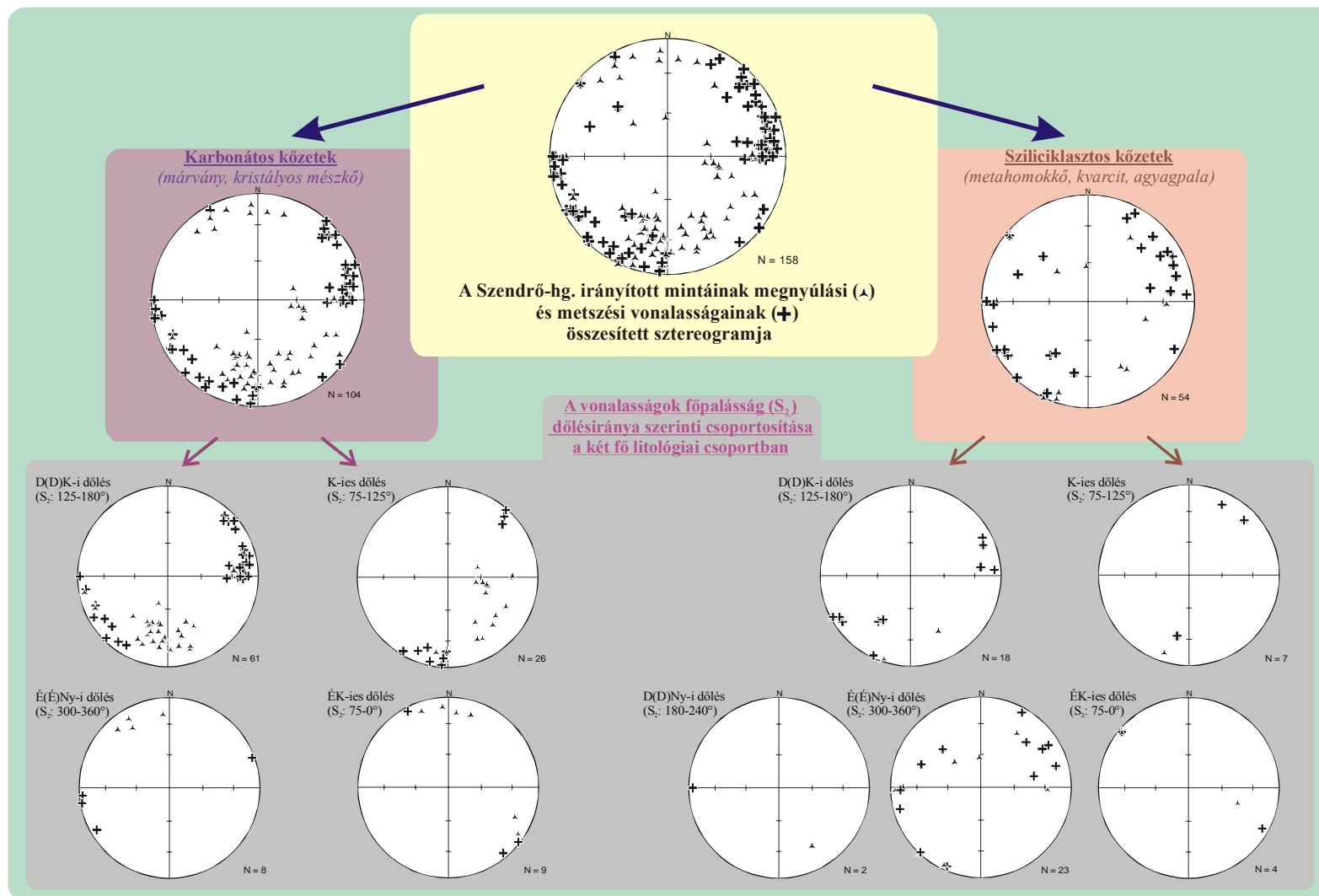


(f) Pirit kristályok körüli rostos ásványnyúlványok (kvarc, klorit, muszkovit), amelyek két, egymással nagy szöget bezáró megnyúlási irányt is kontúroznak (piros és zöld vonalak) a kovás, grafitos palában. A mátrix csillámok orientációja a piritkristály körül mindkét iránytól eltér, összességében azonban a pirossal jelölt iránnyal kb. egyező. Szendrői Fillit, SZ-16a, +N.

A vékonycsiszolatokból, illetve elvágott kézipéldányokból nyert mikroszerkezeti adatokat először összességükben, majd a két nagy litológiai csoport (karbonátos és sziliciklasztos kőzetek) szerint elkülönítve, végül pedig a palásság dőlésiránya alapján is tagolva vizsgálom (69. ábra). Az adatok fenti szempontok szerinti szétválasztása a Szendrői-egységben is meglehetősen homogén szerkezeti tulajdonságú (al)csoportokat eredményezett, amelyek jól visszatükrözik az Upponyi- és Szendrői-egységek közt mutatkozó szerkezeti különbségeket is (vö. 41. ábra, illetve 5.5.2.1 fejezet).

A szendrői irányított minták megnyúlási és metszési vonalasságainak összesített sztereogramja első pillantásra kaotikusabb képet mutat az Upponyi-egységnél (vö. 41. ábra). A metszési vonalasság ( $S_{0-1} \cap S_2$ ) adatait alaposabban is szemügyre véve azonban igen hasonló főbb maximumokat (kb. ÉK-DNy, illetve K-Ny) fedezhetünk fel. A határozott K-Ny-i csoport megjelenését a Szendrői-egységben — a már korábban tárgyalt (2.2.2. és 5.5.1. fejezetek) — szerkezeti csapásváltozás magyarázza a hegység K-i részén. E két csoport jelenlétéből adódóan a metszési vonalasságok adatai gyakorlatilag folytonos spektrumot alkotnak a 30–90° és a 210–270° közti irányokban. A megnyúlási vonalassági adatok összességükben viszont határozottan eltérnek az Upponyi-egységtől.

A vonalassági adatokat a litológia függvényében vizsgálva a Szendrői-egységben sokkal határozottabb különbségek tapasztalhatók, mint az Upponyi-egységben (69. ábra). A sziliciklasztos kőzetekben a meghatározott megnyúlási és metszési vonalasság — a főpalásság dőlésirányától függetlenül — többnyire (közel) párhuzamos helyzetű. A karbonátos kőzetekben viszont a szemcseszintű megnyúlás az esetek döntő többségében jelentősen eltér a metszési vonalasság helyzetétől, s javarészt a palásság dőlésirányához áll közel. Az Upponyi-hegységben ilyen típusú mintázat a Lázbérci-alegység D-i részén észlelhető (5.4.2.1. fejezet). Ugyanilyen szerkezeti relációt (teljesen eltérő makro- és mikroszerkezeti irányítottságot) írt le DIETRICH & SONG (1984) is a Központi-Alpok helvétai egységeinek kisméretű metamorf mészköveiből.



**69. ábra.** A szendrői irányított minták palássággal ( $S_2$ ) párhuzamos metszetén meghatározott vonalas szerkezeti elemek.

A felső sztereogram az összes adatot együttesen mutatja be. A középső sor a mikroszerkezeti adatokat a litológia függvényében (karbonátos, illetve sziliciklasztos kőzetek) ábrázolja. A legalsó sor a litológiailag csoportosított mikroszerkezeti adatokat a főpalásság ( $S_2$ ) dőlésirányának függvényében tünteti fel (vö. II. Függelék).



Ha a vonalassági adatokat a palásság dőlésirányát is figyelembe véve vizsgáljuk, akkor meglehetősen következetes mikroszerkezeti viszonyok észlelhetők mindkét litológiai csoportban, ami különösen a nagyobb mintaszámú kristályos mészkövek és márványok esetében szembeötlő. A karbonátos kőzetekben a legnagyobb mintaszámú, (D)DK-i dőlésű palássági alcsoportban a szemcseszintű megnyúlás D-ies (~160–210° közt) irányú (69. ábra), ami a palásság dőlésirányától 5–45°-kal eltérő, ferde helyzetű megnyúlást jelent a palásság síkjában. A legtöbb esetben a megnyúlás és a palásság dőlésiránya közt 5–35° az eltérés a palásság síkjában, 45°-nál nagyobb szögműködés csak nagyon ritkán észlelhető (pl. SZ-52 minta). A palásság, illetve a megnyúlási vonalasság valós (számított) dőlésiránya közti szögműködés a fenti értékeknél nagyobb, amely a merdek dőlésű palásság esetében válik különösen hangsúlyossá (vö. 5.4.2.1. fejezet), ezért az egyes szöveti elemek egymáshoz viszonyított helyzetének elemzése alapvető jelentőségű. Az elvétve előforduló, a metszési vonalassággal párhuzamos megnyúlás abból adódik, hogy az elvágott kézipéldányon jól kivehető megnyúlást csak a szabad szemmel is azonosítható szöveti elemek alapján határoztam meg. A metszési vonalasság e csoportban kis szöggel KÉK-i, vagy NyDNy-i irányba dől (tehát kb. párhuzamos helyzetű a csapásiránnyal).

A K-ies dőlésirányú alcsoport belső mintázata teljesen megegyezik az előzőével, abból a vetületi középpont körül történő, az óramutató járásával ellentétes, kb. 40–50°-os rotációval levezethető. Ebből következően a megnyúlási vonalasság itt (K)DK-i dőlésirányú, míg a metszési vonalasság DDNy-i vagy ÉÉK-i dőlésű (69. ábra). A belső mintázat tekintetében kisebb különbség az előző csoporthoz képest, hogy itt két esetben a szemcseszintű megnyúlás ténylegesen a metszési vonalassággal egyezett meg.

További óramutató járásával ellentétes, kb. 50°-os, rotációval származtatható a kis mintaszámú, ÉK-i dőlésirányú palássági alcsoport, amelyben a szemcseszintű megnyúlás azonban — az előzőektől eltérően — többnyire a metszési vonalasság irányához áll közelebb (69. ábra). E mintákban — amelyek a Szendrői-hegység (É)Ny-i részéről származnak (SZ-44, SZ-56a-b, SZ-63, SZ-69; l. V. sz. melléklet) — a megnyúlás tehát közel csapásirányú (ÉÉNy-i, vagy DK-i dőléssel), ami a belső mintázatot tekintve az Upponyi-hegység Lázbérci-alegységének É-i részén tapasztaltakhoz hasonló. Bár a megnyúlási vonalasság helyzete eltérő e mintákban az előző két csoporthoz képest, ugyanakkor a mikroszerkezet az alapvető termodinamikai körülményekben nem jelez változást. A szöveti kép különbségei a kiindulási kőzetek eltérő jellegére vezethetők vissza.

A negyedik, (É)ÉNy-i dőlésű palássági csoportban a metszési vonalasság helyzete ugyanolyan (KÉK-i, illetve NyDNY-i dőlésirányú), mint a (D)DK-i dőlésű palássági alcsoportban. A szemcseszintű megnyúlás dőlésiránya e mintáknál viszont ÉNy-i (69. ábra). E helyzet geometriailag a fő redőtengelyekkel párhuzamos (KÉK-NyDNY-i) tengely szerinti tükrözést jelent a sztereogramban, tehát a belső mintázat lényegében itt is megegyezik az első csoportéval.

A sziliciklasztos kőzetekben a metszési és megnyúlási vonalasság viszonya lényegesen eltér a karbonátos kőzetekben tapasztaltaktól (vö. II. Függelék, illetve V. sz. melléklet): a vonalas elemek e kőzetekben többnyire párhuzamosak, s csak elvétve (pl. SZ-14) fordul elő a palásság dőlésirányába eső (vagy ahhoz közeli) szemcseszintű megnyúlás (69. ábra). A DK-i dőlésű palássági alcsoport esetében ez dominánsan KÉK-NyDNY-i irányú megnyúlást jelent.

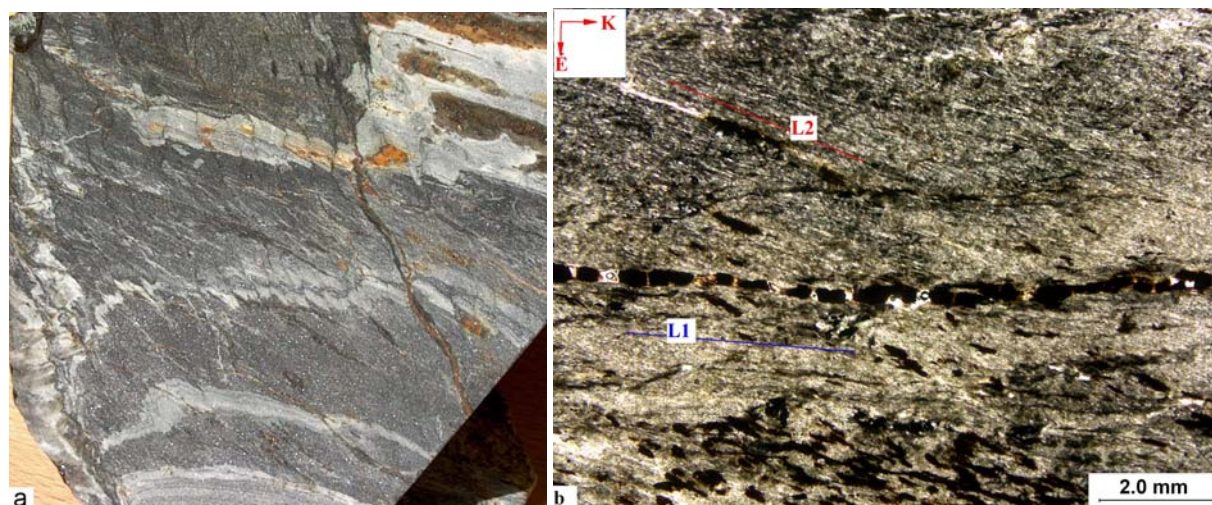
A kisebb mintaszámú K-i és ÉK-i dőlésirányú alcsoportokban a vonalassági adatok éppúgy levezethetők a DK-i alcsoportból a vetületi középpont körüli, óramutató járásával ellentétes rotációval, mint azt a karbonátoknál is láttuk. A metszési vonalasság és a szemcseszintű megnyúlás párhuzamos marad: a K-i dőlésű alcsoportban ezek ÉÉNy-DDK-i, míg az ÉK-i dőlésű alcsoportban ÉNy-DK-i irányítottságúak (69. ábra).

A DDNy-i dőlésű alcsoportba mindössze egyetlen minta (SZ-58) adatai tartoznak, ezért e csoport statisztikailag nem értékelhető. A metszési vonalasság helyzete ez esetben az óramutatóval egyező irányú rotációt mutat a DK-i dőlésű alcsoportéhoz képest. A megnyúlás helyzete e mintában jelentősen eltér a metszési vonalasságtól (vö. II. Függelék).

A sziliciklasztos kőzeteken belül a legdiffúzabb képet a jelentősebb mintaszámú, ÉNy-i dőlésirányú alcsoport mutatja (69. ábra). Bár a litológiai csoporton belüli fő trend (metszési és megnyúlási vonalasság kb. párhuzamos helyzetű) a minták nagyobb részénél itt is megjelenik, azonban két fontos „anomália” is észlelhető: (1) a metszési vonalasság dőlésszöge — az általánosan jellemző szubhorizontális helyzettel ellentétben — sokszor meglehetősen nagy (20–45°), (2) a minták egy részénél a szemcseszintű megnyúlás iránya a referencia-felület dőlésirányához esik közel. E csoport bonyolultabb eloszlásának szerkezeti hátterét az SZ-72a jelű minta példáján mutatom be (Gadna, felhagyott kőfejtő a Nagy-völgy bejáratánál).

Az SZ-72a minta palássággal párhuzamos (x-y) felületén két vonalasság is észlelhető (70a. ábra), amelyek változó hegyes szöggel (általában 25–40°) hajlanak egymáshoz. A palássággal párhuzamos vékonycsiszolatban mindkét vonalassággal párhuzamosan erős megnyúlás és kitüntetett irányítottság észlelhető, amelyet megnyúlt, gyakran budinázs-

szerkezetű ércásvány-füzérek (pirit-hematit-limonit) és irányított kvarc-fehér csillám dús sávok definiálnak (70b. ábra).



70. ábra. Vonalas szerkezeti elemek az SZ-72a mintában.

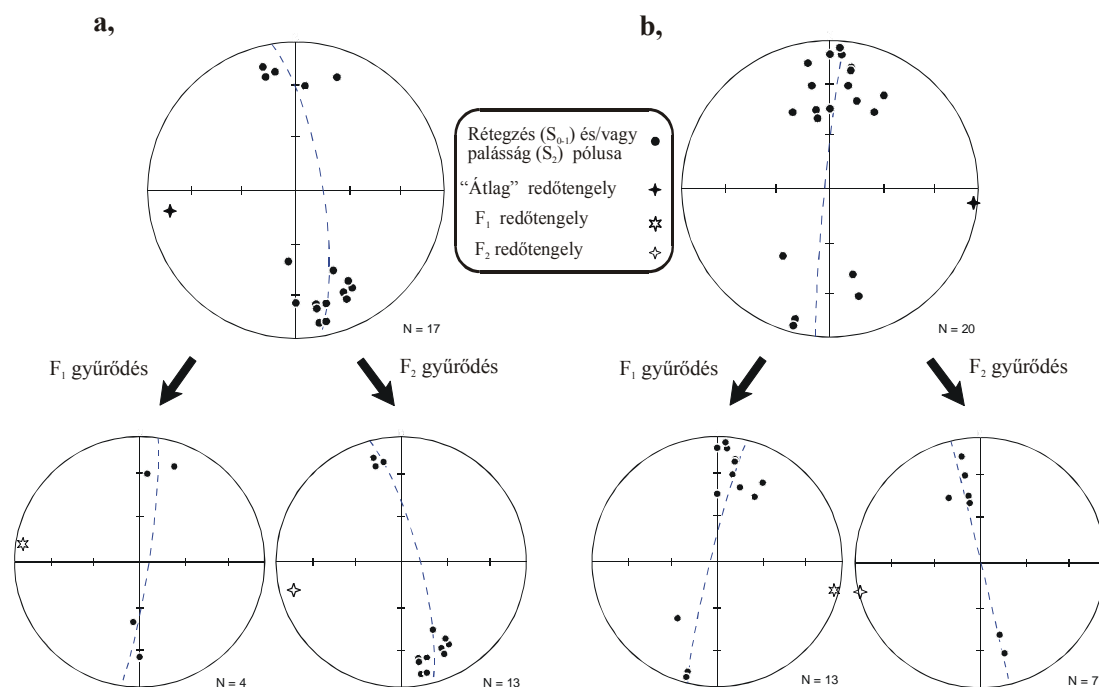
a) A minta palássággal párhuzamosan elvágott ( $x-y$ ), polírozott felszínén a fehér sávok az elsődleges metszési vonalasságot jelölik ki, amelyet jól láthatóan deformál egy későbbi, az előzővel hegyesszöget bezáró irányítottság. b) A palássággal párhuzamos vékonycsiszolatban a két vonalasságot (piros és kék vonalak) a különböző irányban megnyúlt-budinált ércásvány-füzérek (pirit-hematit-limonit) és irányított szövetű kvarc-csillám dús sávok jelzik. A pirossal jelzett vonalasság ( $L_2$ ) elhajlítja a késsel jelzett vonalasságot ( $L_1$ ), tehát annál fiatalabb. 1N.

A vonalasságok felülbélyegző mikroszerkezeti viszonya (egyik vonalasság elhajlítja a másikat) két különböző deformációs eseményt jelez. A terepi észlelések és a palásságra merőleges metszetek tanúsága szerint mindkét vonalasság metszési lineáció is, amelyek két egymást követő redőződési fázis eredményeként jöttek létre. A 70b. ábrán késsel jelölt vonalasság ( $lin_{11}$ ) az eredeti rétegzés ( $S_{0-1}$ ) metszsvonalát alkotja a palásság ( $S_2$ ) síkjában (kb. NyÉNy-KDK-i csapással), míg a másik, piros színnel jelölt vonalasság ( $lin_{12}$ ) a palásság és az e kibúvásban jól fejlett  $S_3$  krenulációs palásság metszéséből adódik (kb. NyDNy-KÉK-i csapással). A Gadna környéki feltárásokban sokszor csak a második metszési vonalasság észlelhető (*V. sz. melléklet*), máshol inkább az első metszési vonalasság uralkodik. Hasonlóan polifázisos deformációt jelző, egymást felülíró vonalasságok észlelhetők például az SZ-16 (68f. ábra) és SZ-57 minták esetében is.

Az ÉNy-i dőlésű, sziliciklasztos alcsoport vonalassági adatainak diffúzabb eloszlása tehát a többfázisú gyűrődéssel hozható összefüggésbe. Ennek során az egyes szerkezeti elemek helyzete az intenzív transzpozíció következtében megváltozott, a rétegzés ( $S_{0-1}$ ) és a főpalásság ( $S_2$ ) egymáshoz viszonyított helyzete többnyire már nem is állapítható meg biztonsággal.

A többfázisú gyűrődést igazoló mikrotektonikai észlelések igen hasznosak a nagyobb léptékű szerkezetföldtani értékelés számára is. Ez jól illusztrálható a SCHRÉTER (1949a) által

Gadna szomszédságában (Irotai-völgy) felvett — ma már csak töredékeiben látható — szelvények példáján, amelyek szerkezeti adatai a fentiek tükrében jobban értelmezhetők. SCHRÉTER (1949a) megállapítása szerint az „agyagpala és grafitos pala csoportnak általános csapása Ny-K-inak mondható”. Ugyanakkor a mért dőlésirányok meglehetősen nagy — a szelvények mentén konzekvensen jelentkező — szórást mutatnak az „általános csapás” alapján elvileg várható É-i, illetve D-i dőlésirányokhoz képest. A dőlésadatokat sztereogramban ábrázolva az „általános csapás” valóban kb. K-Ny-inak adódik: a völgy D-i és É-i részszelvényein az „átlagos” szerkesztett redőtengelyek:  $261/13^\circ$ , illetve  $96/3^\circ$  (71. ábra). Az összesített adatsorok azonban további aldomeékre bonthatók, amelyekbe az ÉÉNy-i és DDK-i, illetve az ÉÉK-i és DDNy-i dőlésű adatok szerepelnek (71. ábra).

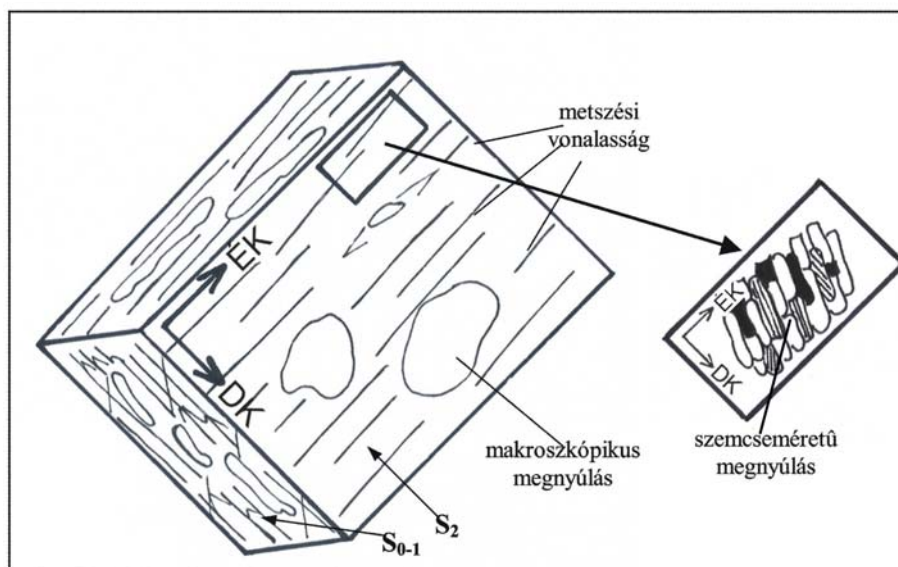


**71. ábra.** Gyűrődési fázisok elkülönítése Gadna környékén, SCHRÉTER (1949a) szerkezeti adatai alapján. **a)** Az Irotai-völgy Ny-i kisebb mellékágának összesített adatsora, illetve annak szétbontása aldomeékre. **b)** A fővölgy É-i részének összesített adatsora, illetve annak szétbontása aldomeékre. Az egyes aldomeékre szerkeszthető redőtengelyek jól egyeznek a mikroszerkezeti vizsgálatokkal kimutatott metszési vonalasságok irányítottságával.

Az egyes aldomeékre szerkesztett redőtengelyek igen jól illeszkednek a közeli SZ-72a mintában mikrotektonikai vizsgálattal meghatározott vonalassági irányokhoz (NyÉNy-KDK és NyDNy-KÉK), így a dőlésadatok jelentős irányszórása nagy valószínűséggel az egyes gyűrődési fázisok kissé eltérő irányítottságárazvezethető vissza. Mindazonáltal hangsúlyozni kell, hogy az első gyűrődés tengelyiránya a későbbi transzpozíció miatt bizonytalan, hisz a második deformáció a korai elemeket saját irányítottságába igyekszik átforgatni-„behúzni”,

ezért a szögkülönbség eredetileg a jelenleg észlelnél nagyobb is lehetett. Ezt támasztja alá, hogy az egyes vonalas elemek geometriai viszonya még kézipéldány és csiszolati léptékben is jelentékeny változékonyságot mutat, ezért valóban csak egy — a hely függvényében változó — „átlagos” érték adható meg.

A vonalassági adatok jellemzőit áttekintve megállapítható, hogy a két litológiai csoport mikroszerkezeti irányítottságában — ellentétben az Upponyi-egységgel — markáns különbségek észlelhetők (vö. 41. ábra). A karbonátos kőzetekben a szemcseléptékű megnyúlás az esetek döntő részében nem esik egybe a metszési vonalassággal, hanem a palásság dőlésirányához áll közel. E mikroszintű irányítottság a kőzetek kézipéldányain közvetlenül csak elvétve észlelhető, s eltér a makroszkopikus méretű markerek által kijelölt, a metszési vonalassággal párhuzamos megnyúlástól (72. ábra).



72. ábra. Mikroszerkezeti elemek jellemző viszonyainak sematikus rajza mészpala palássággal ( $S_2$ ) párhuzamos ( $x$ - $y$ ) metszetén a Szendrői-hegységből.

A kézipéldányon (ritkán) látható megnyúlás a metszési vonalassággal és az  $F_1$  redőtengelyekkel párhuzamos. A vékonycsiszolatban (jobb oldalon) észlelt szemcseszintű megnyúlás iránya azonban jelentősen eltér a metszési vonalasság helyzetétől, s legtöbbször a palásság dőlésirányához áll közel (vö. 42. ábra).

A fenti, általánosan elterjedt mikroszerkezeti viszonyoktól csak kevés, a Szendrői-egység Ny-i részéről származó karbonátos minta mutatott eltérést, ahol a szemcseszintű megnyúlás (közelítőleg) a metszési vonalassággal esett egybe.

A sziliciklasztos kőzetekben a szemcseszintű és makroszkópos megnyúlás (ha észlelhető) általában (közel) párhuzamos, és irányítottságuk a metszési vonalassággal esik egybe. A finomszemű, sávós aleurolit-agyagpalákban helyenként a korai vonalas elemek markáns reorientációja ismerhető fel.

A mészkövekben a korai deformációk során kialakult kalcit-mikroszerkezetet a palásság dőlésirányának változását okozó kései deformációs események lényegében már nem befolyásolták. Kiindulási helyzetnek tekintve ugyanis a DK-i dőlésirányú csoportot, a K-i és ÉK-i dőlésű palássági alcsoportok a kései  $F_3$  gyűrődések által okozott „csapás-elcsavarodást” (és/vagy terciér törésekhez kapcsolódó blokkrotációt) tükrözik. Az ÉNy-i dőlésű alcsoport pedig az  $F_1$  gyűrődésekkel (közel) párhuzamos (kb. KÉK-NyDNy) tengelyű  $F_2$  redők „átbillentő” hatását jelzi. Általában véve ugyanez igaz a sziliciklasztos kőzetekre is, azonban az ÉNy-i dőlésű alcsoporton belül az  $F_2$  redőződés néhol a korai vonalás elemek jelentős reorientációját idézte elő, ami a gyűrődések — helyenként — jelentősen eltérő irányítottságára hívja fel a figyelmet.

#### ***5.5.2.2. Szerkezeti elemek a megnyúlással párhuzamos és a palásságra merőleges (x-z) metszetekben***

Az x-z metszetek elkészítési módja, a további vizsgálatok menete és fő célterületei (deformációtörténet, tektonikai transzportirányok, szemcseszintű deformációs mechanizmusok) teljesen megegyezett az Upponyi-hegységnél leírtakkal (5.4.2.2. fejezet). A tektonikai transzportirányok vizsgálatánál 8 kiválasztott mintában határoztam meg a kalcit kitüntetett kristálytani irányítottságát ultravékonycsiszolatokban Fedorov-asztal segítségével (4.3.1.2. fejezet). A deformációtörténet vizsgálatához szükség esetén a metszési vonalasságra és a palásságra egyaránt merőleges, illetve a kézipéldányon látszó megnyúlással párhuzamos és a palásságra merőleges csiszolatokat is felhasználtam.

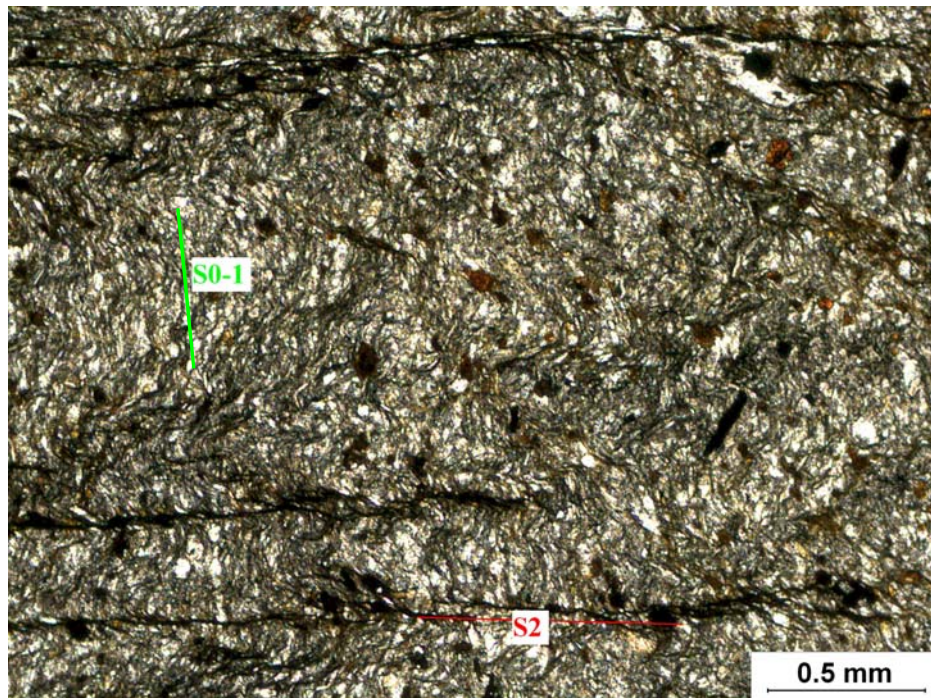
#### ***Deformációs események***

Az alábbiakban a meghatározó deformációs eseményeket és szerkezeti részlemeik mikroszerkezeti jellemzőit mutatom be. Az egyes deformációs eseményeket itt is  $D_n$  jelöléssel különítettem el.

#### ***D<sub>1</sub> esemény***

A rétegzésről és az ezzel párhuzamosan kialakult első palásságról ( $S_{0-1}$ ) elsősorban a Szendrői Fillit és a Szendrőládi Mészkőben települő finomszemű, pelites üledékekek nyújtanak információt. E szerkezeti elemet mindenképp a bázislap szerint kitűnően orientált filloszilikátok (fehér csillám, klorit) és helyenként ellapult kvarclencsék definiálják. A rétegzéssel párhuzamos első palásság vékonycsiszolatban általában jól fejlett (73. ábra), s egyes esetekben a makroszkóposan egyébként domináns főpalásságnál ( $S_2$ ) is „erősebb” szerkezet (vö. RAINCSÁKNÉ KOSÁRY 1978). A rétegzéssel párhuzamos erős szöveti

irányítottság mindenképp viszonylag magas hőmérsékletet és tektonikus eredetet jelez e legkorábbi deformáció során.

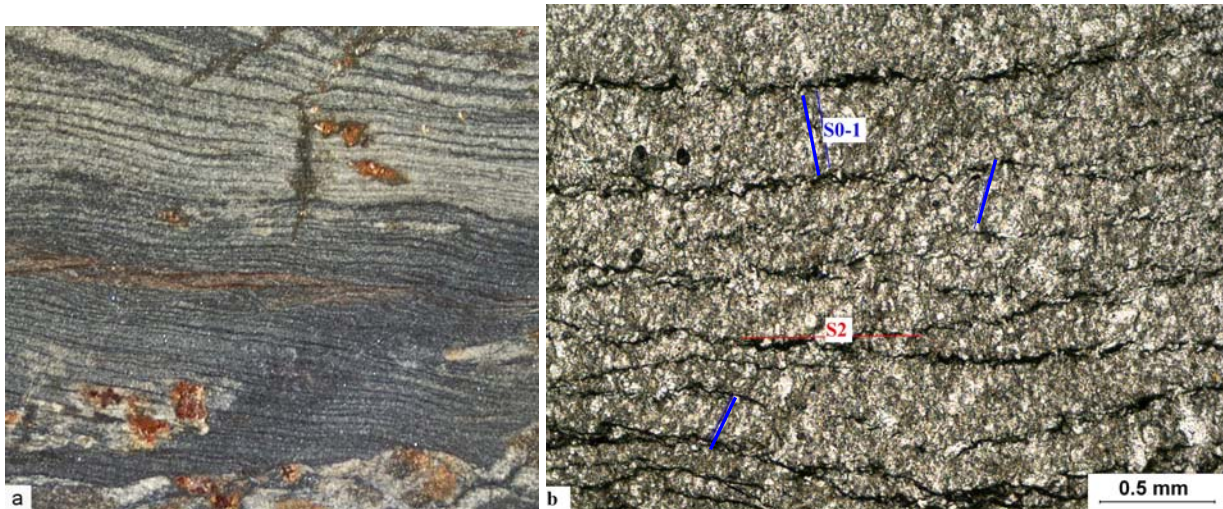


**73. ábra.** Szöveti részlet az SZ-55 mintából (Szendrői Fillit, Szendrő, Délő-völgy).

Jól fejlett a rétegzéssel párhuzamos első palásság ( $S_{0-1}$ , közel függőleges helyzetű, zöld vonal), amelyet lapított kvarclencsék és bázislap szerint orientált filloszilikátok jelölnek ki. Az elsődleges palásság erősen gyüredezett. A kézipéldányon meghatározó főpalásság ( $S_2$ , kb. vízszintes helyzetű, piros vonal) a csiszolat egészében  $S_{0-1}$ -nél gyengébb fejlettséget mutat. 1N.

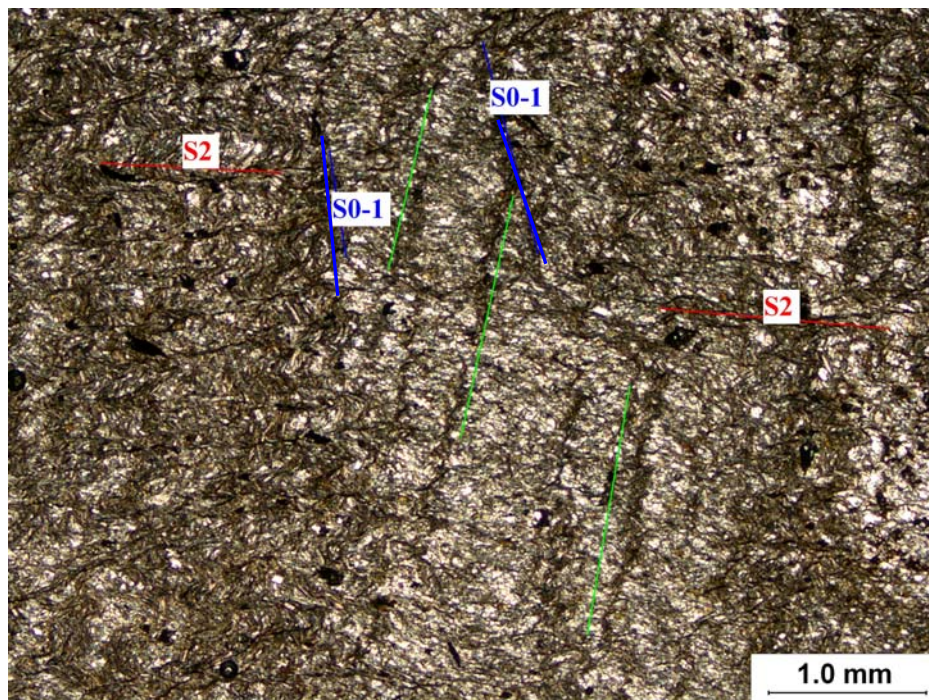
Néhol csak a vékonycsiszolatok segítségével állapítható meg, hogy a szabad szemmel eredeti rétegzésnek látszó, sávós szerkezet már nem elsődleges üledékes szerkezet, hanem a főpalássággal kb. párhuzamos, nem eredeti helyzetű álrétegzés (74. ábra).

Korai gyűrődés reliktumaként értékelhető az SZ-67 mintában megfigyelt, első látásra üledékes eredetű keresztarétegzésnek tűnő szerkezet is (75. ábra). HOBBS et al. (1976) szerint a (látszólagos) keresztarétegzett szerkezetek előfordulása egyik tipikus ismérve a korai szoros-izoklinális gyűrődést és ennek során intenzív transzpozíciót szenvedett területeknek. E szerkezetek nem magyarázhatók a betemetődés során létrejövő terheléses eredetű rétegpárhuzamos palásság kialakulásával.



**74. ábra. Szöveti részlet az SZ-57a mintából (Szendrői Fillit, Rakaca, Bátor-völgy).**

(a) Az SZ-57a minta a sávosságra és metszési vonalasságra merőlegesen elvágott felülete. A kékeszürke és sárgásfehér rétegek váltakozása első ránézésre az eredeti rétegzésnek látszik. A kép hossza kb. 3 cm. (b) A baloldali képpel megegyező orientációjú vékonycsiszolat fotója. Az uralkodó sávosságra ( $S_2$ , kb. vízszintes, piros vonal) közel merőleges helyzetű, korábbi irányítottság ( $S_{0-1}$ , kék vonalak) gyenge maradványai, amelyek egy korábbi deformációs eseményt jeleznek. A kézipéldányon látszó sávos anyagváltakozás tehát álrétegzés, amely nem elsődleges helyzetű. A palásság gyenge hajladozása kései gyűrődést ( $F_2$ ) jelez. 1N.



**75. ábra. Szöveti részlet az SZ-67 mintából (Szendrői Fillit, Szendrő, Köves-hegy).**

Rétegzéssel párhuzamos első palásság ( $S_{0-1}$ , közel függőleges helyzetű, kék vonalak), amelyben keresztarétegzéshez hasonló,  $S_{0-1}$ -be kis szöggel belesimuló felületek (zöld vonalak) láthatók. Mindkét felületben erős kitüntetett irányítottság észlelhető, ami a szerkezetek tektonikus eredetét jelzi. A főpalásság ( $S_2$ , közel vízszintes helyzetű, piros vonalak) nagy szöget zár be  $S_{0-1}$ -gyel, ami csuklózóna közeli helyzetet jelez az  $F_1$  gyűrődésben. A főpalásság  $S_{0-1}$ -hez képest viszonylag gyengébb fejlettséget mutat. 1N.



## D<sub>2</sub> esemény

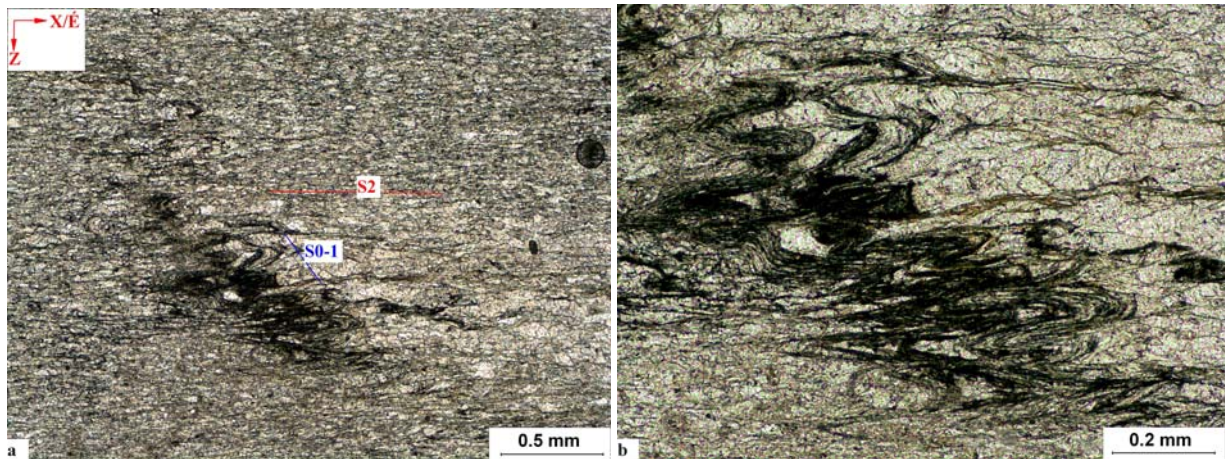
A szerkezetileg meghatározó F<sub>1</sub> redők mikroszinten gyakrabban észlelhetők, mint a feltárásokban, amelyekben jórészt csak az uralkodó palásság látszik. Ez a szerkezeti értékelés szempontjából különösképp fontos a viszonylag „tisztá” karbonátos kőzeteknél, amelyek gyűrt belső szerkezete sokkal kevésbé nyilvánvaló, mint a metapeliteké. Néhány szerencsés esetben (pl. a borsodi Várdombon) gondos megfigyeléssel már a feltárásban is felfedezhető, hogy a jól fejlett — első látásra rétegzésnek látszó — síkrendszer valójában már nem eredeti helyzetű rétegzés, amelyet 65a. ábrán bemutatott, É-i vergenciájú, izoklinális redő bizonyít. Az elvágott kézipéldányokon számos mintában ismerhetők fel kicsiny (max. néhány mm-es), szoros-izoklinális redők, illetve ezek reliktumai (76. ábra), amelyek tengelysíkja teljesen vagy jó közelítéssel egybeesik az uralkodó palássággal. A palásság tehát e mikroredőkkel egyidős szerkezeti elemet képvisel.



**76. ábra.** Apró, izoklinális F<sub>1</sub> redők a palásságra merőlegesen és a megnyúlással párhuzamosan (x-z) elvágott kőzetfelületen. Verebeshegyi Mésző, Abodi-völgy, SZ-61 minta.

A gyűrt belső szerkezetet durvaszemű, a palássághoz képest pretektonikus kalciterek jelzik. A palásság (S<sub>2</sub>) párhuzamos a kőzetdarab hosszabb oldalaival. Az elvágott kőzetdarab hosszabbik oldala kb. 6 cm.

A makroszinten szinte tökéletes transzpozíció miatt (a rétegzés és a palásság nem választható el) a gyűrt szerkezet közvetlen igazolása azonban gyakran csak vékonycsiszolatos vizsgálattal lehetséges. A mészpalákból-márványokból vett irányított mintákban az eredeti rétegzés (S<sub>0-1</sub>) apró, csillámok alkotta szöveti maradványai gyakran az elnyúlt-lapított kalcitok által definiált, jól fejlett foliációs síkokra kb. merőleges helyzetben láthatók (77. ábra).

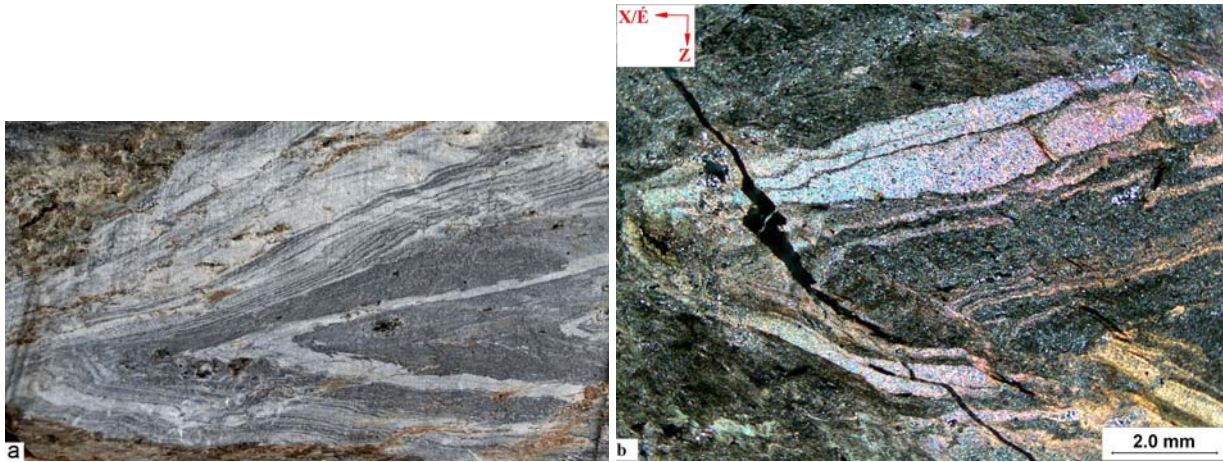


**77. ábra. Szöveti részlet az SZ-33 mintából (Szendrőládi Mészkö, Edelény, borsodi Várdomb).**

(a) Hossztengely szerint rendezett, elnyúlt-lapított, átkristályosodott kalcitkemcsékek által kijelölt, kiválóan fejlett palásság ( $S_2$ , közel vízszintes helyzetű, piros vonal), amely tengelysík helyzetű a csillámreliktumokban megőrződött, apró izoklinális redőkbe gyűrődött eredeti rétegzéshez képest ( $S_{0-1}$ , meredeken jobbra dőlő kék vonal). A pelites és karbonátos anyagú kőzetdomének markánsan eltérő mikroszerkezete a képlékeny deformáció különböző fázisait jelzik. 1N. (b) Az előző (a) kép apró redői nagyobb nagyítással. A mikroredők hasonló (II típus) jellegűek, vö. 65a. ábra.

A fenti esetben a kalcitok által kijelölt kiváló palásság ezért nem értelmezhető egyszerű betemetődéssel létrejövő rétegpárhuzamos palásságként, hanem egyértelműen tektonikus eredetű. E példa azt is nagyszerűen illusztrálja, hogy az izoklinális gyűrődés során a kalcit mikroszerkezete semmit sem őrzött meg a korai deformáció során létrejött  $S_{0-1}$  szerkezetből, hanem irányítottsága minden vonatkozásban a fiatalabb tektonikai esemény hatását tükrözi, hiszen reológiai adottságaiból adódóan megfelelő hőmérsékleten igen kis különbségi feszültség hatására is könnyen átkristályosodik (TWISS & MOORES 1992, BRODIE & RUTTER 2000). A kőzetben így csak a vékony, pelites rétegek gyűrt maradványai jelzik, hogy a kalcitban észlelhető jól fejlett foliáció valójában izoklinálisan gyűrődés következménye. Ugyanilyen relikv F<sub>1</sub> gyűrődések észlelhetők az SZ-27b, SZ-34, SZ-36, SZ-38, SZ-39, SZ-41, SZ-47/a, SZ-61, SZ-70 és az SZ-71 mintákban is. Épp ezért az igen tiszta, pelites sávokat nem tartalmazó kristályos mészkövek-márványok szerkezeti értelmezése rendkívül nagy óvatosságot kíván a Szendrői-hegységben! A fenti észlelések igazolják, hogy a számos korábbi szerkezeti modellben merev blokknak tekintett márványok belső szerkezetét is gyűrődések határozzák meg.

Az F<sub>1</sub> gyűrődések és szerkezeti elemeik észlelése általában egyszerűbb a finomszemű, vékonyréteges szerkezetű pelites kőzetekben (Szendrői Fillit, Szendrőládi Mészkö agyagos kifejlődése), hiszen a fentiekből következően ezekben jobban megőrződnek a korai szerkezetek (78. ábra).



78. ábra. Szöveti részlet az SZ-72a mintából (Szendrői Fillit, Gadna, felhagyott kőfejtő).

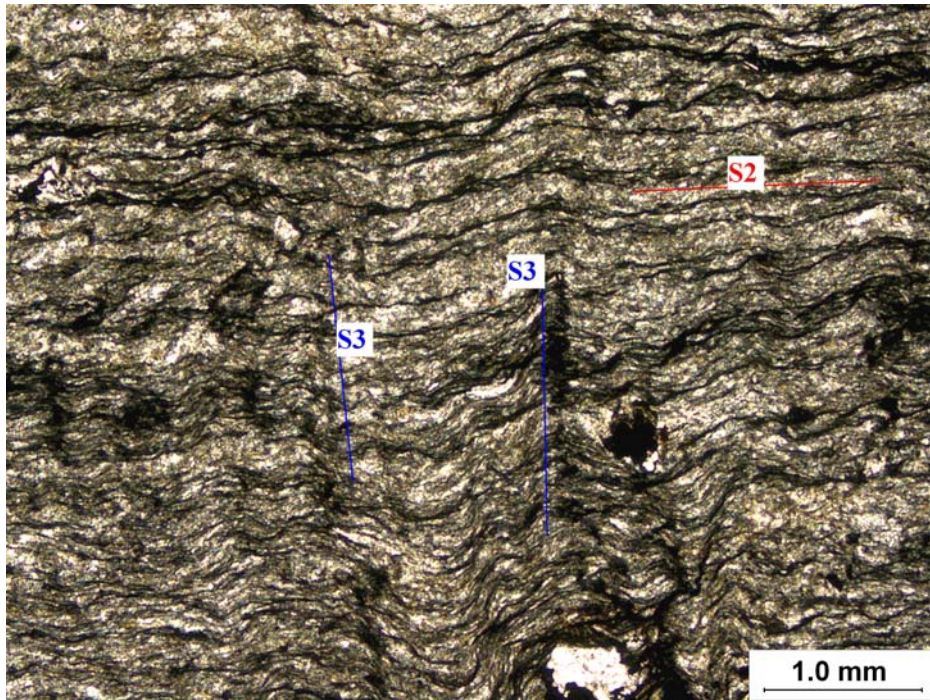
(a) Szoros  $F_1$  redő az első metszési vonalasságra és a palásságra ( $S_2$ ) merőleges metszetben a kőzetminta vágott felszínén, és (b) vékonycsiszolatban (vö. 70. ábra). +N.

A Szendrői Fillit esetében számításba kell venni, hogy egyes redők akár üledékes eredetű, csuszamlásos szerkezeteket (slump fold) is képviselhetnek. Ám a 78. ábrán bemutatott redő üledékes eredete kizárható, mivel egyrészt a makroszkopikus szerkezeti elemek irányítottsága (redőtengely, metszési vonalasság) konzekvensen egybeesik a regionális szerkezeti irányokkal, másrészt a csiszolatokban nagyon jól fejlett mikroszerkezeti irányítottság látható (vö. 70. ábra), ami egyértelműen tektonikus hatást jelez. E kritériumok alapján az üledékcúsásos redők megbízhatóan elkülöníthetők a „valódi” redőktől.

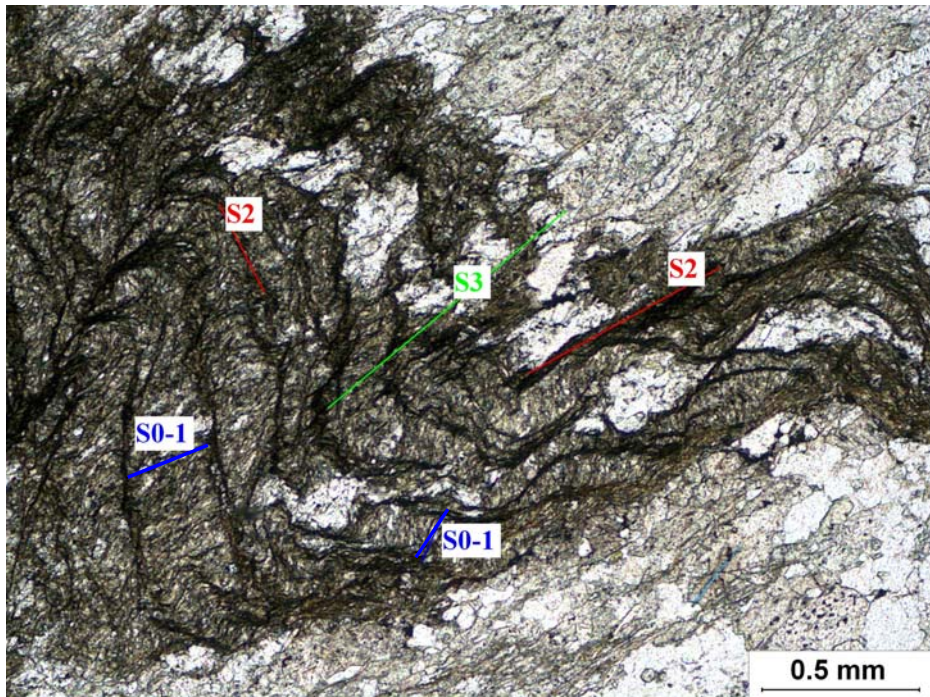
Az  $F_1$  redőkhöz kötődő intenzív transzpozíció, átható átkristályosodás és intrakristályos deformáció e fázis magas hőmérsékletét igazolják. A képlékeny nyírások — akár csak az Upponyi-egységben — összességükben szintén a  $D_2$  fázishoz kapcsolhatók. Ezek részletes ismertetése azonban a következő alfejezet tárgyát képezi.

### **D<sub>3</sub> esemény**

A Szendrői-egységben az  $F_2$  gyűrődések szerepét jelzi, hogy a finomszemű metapelitek vékonycsiszolataiban jóval gyakrabban észlelhető az  $S_3$  krenulációs palásság megjelenése, mint az Upponyi-egységben. E foliáció azonban kevésbé átható szerkezet, mint a kőzetszövetet uraló főpalásság ( $S_2$ ), amelynek — akár kicsiny kőzetdoméneknél is változó mértékű — deformációját idézi elő (vö. 70. ábra). Az  $S_3$  palásság mentén az opak ércásványok és agyagásványok koncentrációja észlelhető, ami e szerkezeti elem döntően nyomási oldódásos eredetét jelzi (79. ábra). Önálló foliációs síkok azonban nem mindig jelennek meg, hanem inkább a főpalásság gyüredezettsége-hajladozása („hullámzása”) figyelhető meg (80. ábra), ami e deformációs esemény makroszkópos megjelenésének is fő jellemzője (vö. 5.5.1. fejezet).



**79. ábra.** Szöveti részlet az SZ-57a mintából (Szendrői Fillit, Rakaca, Bátori-völgy). A főpalásságot ( $S_2$ , közel vízszintes helyzetű, piros vonal) „hullámosító”, gyengén fejlett  $S_3$  krenulációs palásság (közel függőleges helyzetű kék vonalak). 1N.



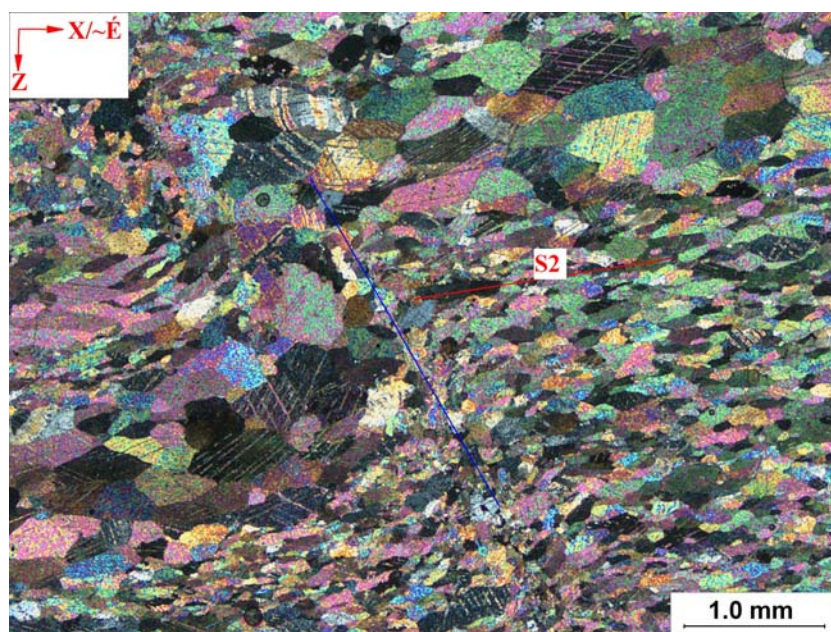
**80. ábra.** Szöveti részlet az SZ-27b mintából (Szendrői Fillit, Meszes, Templomdomb). A főpalásság ( $S_2$ , piros vonalak) és a rétegzéssel párhuzamos első palásság ( $S_{0-1}$ , kék vonalak) kései gyűrődése vékony pelites rétegben. Igen gyengén fejlett  $S_3$  krenulációs palásság (zöld vonal) figyelhető meg a pelites sávban a kép bal felső szélén és középső részén. 1N.

Az  $S_3$  krenulációs palásság  $S_2$  palássághoz viszonyított gyenge szöveti fejlettsége és a korábbi közetszerkezetet csak részlegesen felülíró karaktere azt jelzi, hogy az  $F_2$  gyűrődés a megelőző deformációkhoz képest lényegesen alacsonyabb hőmérsékleten, a metamorfózis retrográd szakaszában történt. Ezt mutatja, hogy a metamorfózis hőmérsékleti csúcsa körül statikusan átkristályosodott kvarcaggregátumok (*I. később*) e deformáció során belső, intrakristályos alakváltozást már nem, hanem csak passzív rotációt szenvednek. Ugyanakkor egyes feltárásokban e deformáció a korábbi szerkezeti elemek jelentős mértékű reorientációját (passzív elforgását) idézi elő (*vö. 70. ábra*).

Mivel az  $S_3$  krenulációs palásság terepen csak elvétve mérhető közvetlenül, ezért térbeli helyzete csak a különböző irányú vékonycsiszolatok összevetésével állapítható meg több-kevesebb biztonsággal. Ennek alapján az  $S_3$  palásság a főpalásságnál ( $S_2$ ) általában meredekebb dőlésű (gyakran közel függőleges helyzetű), de javarészt a főpalássághoz hasonló csapású felületnek adódik (*II. Függelék*). E megfigyelés összhangban van a főpalásság dőlésirányának elemzéséből adódó azon következtetéssel, mely szerint az  $F_2$  redőtengelyek többnyire hasonló irányítottságúak az  $F_1$  redőtengelyekhez (*5.5.1. fejezet*).

#### **D<sub>4</sub> esemény**

Az utolsó deformációs fázishoz tartozó  $F_3$  kink-gyűrődéseket — ellentétben a megelőző gyűrődésekkel — már nem kíséri újabb palásság kialakulása (*81. ábra*), s a mikroszerkezeti jellegek e deformációs esemény alacsony hőmérsékletét és a töréses tartomány felé történő átmenetét jelzik. E redők képződése a Szendrői-egységben is félig-képlékeny nyírózónákhoz kötődik (*vö. 5.5.1. fejezet*).

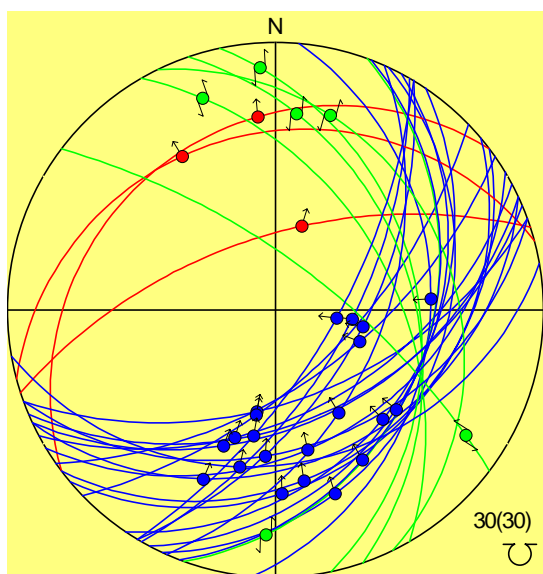


**81. ábra.** Szöveti részlet az SZ-69 mintából (Rakacai Márvány, Szendrő, Izraelita temető).

A palásságot ( $S_2$ , közel vízszintes helyzetű, piros vonal) deformáló  $F_3$  kink-redő, amelynek képződése egy kései, keskeny nyírási zónához (kék vonal) kapcsolódik. A kink-forma legjobban a durvaszemcsés kalcit-sávban követhető. A deformációt nem kíséri újabb palásság kialakulása a kőzetben. +N.

### Tektonikai transzportirányok

A Szendrői-hegység irányított mintáiban lényegesen gyakrabban fordulnak elő nyírásirányjelző mikroszerkezetek az  $x$ - $z$  csiszolatokban, mint az Upponyi-hegységben. E szerkezetek megjelenése elsősorban a különböző karbonátos kőzetekre jellemző. A meghatározott nyírásokat 82. ábra foglalja össze. A nyírásirány meghatározására alkalmas minták azonosítóját piros színnel emeltem ki a II. Függelékben.



**82. ábra. Képlékeny nyírások összefoglaló sztereogramja a Szendrői-hegységből.**

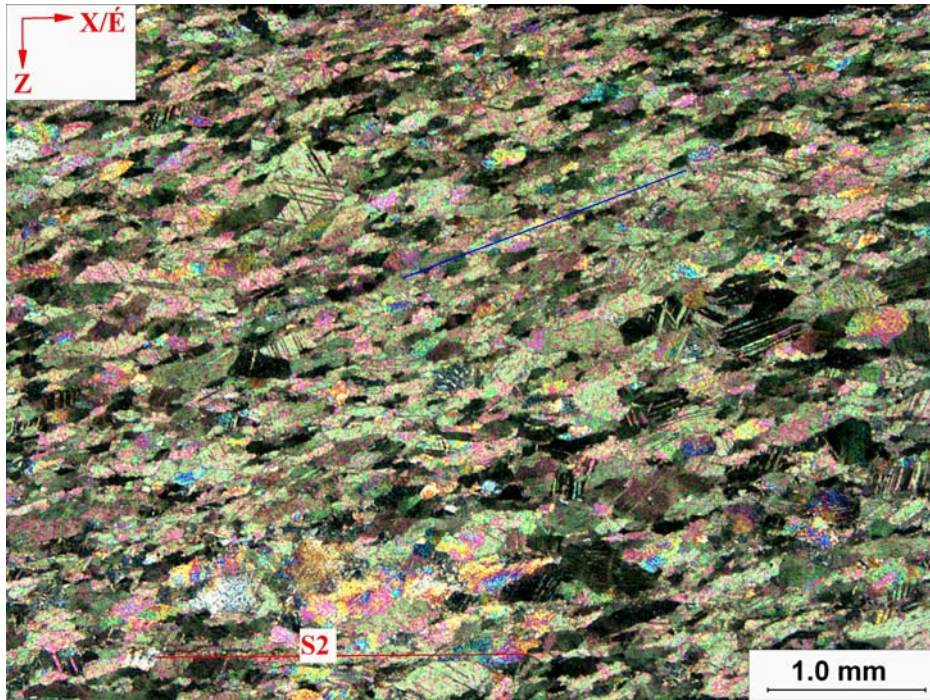
Az észlelt nyírások javarészt É-ias, illetve NyÉNy-i vergenciájú ferde feltolódásoknak (kék színnel jelölve) adódnak a közepes-lapos szöggel DK (illetve KDK) felé dőlő palásság mentén. Az eredetileg É(Ny)-i vergenciájú feltolódások az esetek egy részében jelenleg — formálisan — normál vetők (piros színnel jelölve) az  $F_2$  gyűrődések következtében. Kisebbszámú balos eltolódások (zöld színnel jelölve) is előfordulnak, amelyek gyakori anomális csapásirányú az  $F_3$  gyűrődések és/vagy tercier blokkrotációk hatását tükrözi. Részletesebb magyarázat a szövegben.

A Szendrői-hegységben **leggyakrabban** a felső blokkok **É-ias**, illetve K(DK)-i dőlésű palásság esetében **Ny(ÉNy)-i vergenciájú feltolódásos** elmozdulása állapítható meg a nyírásjelző mikroszerkezetek alapján (*V. sz. melléklet*). A megnyúlási vonalasság helyzetéből következően e feltolódások több-kevesebb **balos kompenenssel** is rendelkeznek (82. ábra). Néhány minta esetében (pl. SZ-16, SZ-38) az elmozdulás — formálisan — normál vetőnek felel meg, mivel az  $F_2$  gyűrődések a palásságot ÉNy-i dőlésirányba „billentik át” (*vö. 5.5.2.1. fejezet*). A visszabillentés után azonban e mozgások is feltolódásnak adódnak. **Ritkán** jelentkeznek „tisztá” **balos eltolódások** is, amelyek főként a Szendrői-hegység ÉNy-i részére jellemzőek (pl. SZ-44, SZ-56a-b, SZ-69). A palásság utólagos deformációjából ( $F_3$  gyűrődés és/vagy blokkrotáció) fakadóan e balos nyírások irányítottsága jelenleg — egy kivétellel — (É)ÉNy-(D)DK-i (82. ábra), azonban a palásság valószínű eredeti helyzetébe (DK-i dőlés) való visszaforgatásával e nyírások a Darnó-zónához hasonló irányítottságú (~ÉK-DNy-i) balos eltolódásnak felelnek meg. A továbbiakban a legelterjedtebb nyírásjelző szerkezeteket mutatom be.

Az egyik leggyakoribb — és egyben legmegbízhatóbb — nyírásjelző mikroszerkezet a szemcseléptékű „ferde palásság” (vö. 29. ábra), amelyet a szabad szemmel észlelhető főpalássághoz képest hossz tengely szerint ferdén egy irányba rendezett, nyúlt, változó mértékben lapított, többnyire erősen ikres kalcitkristályok definiálnak (83. ábra). A főpalásság és a szemcsék hossz tengelye jellemzően 10–25°-os szöget zár be, szélsőséges esetben a 35–40°-ot is eléri (pl. SZ-44). Az uralkodó ikresedési irány ugyancsak párhuzamos a szemcsék megnyúlási irányával (84. ábra).

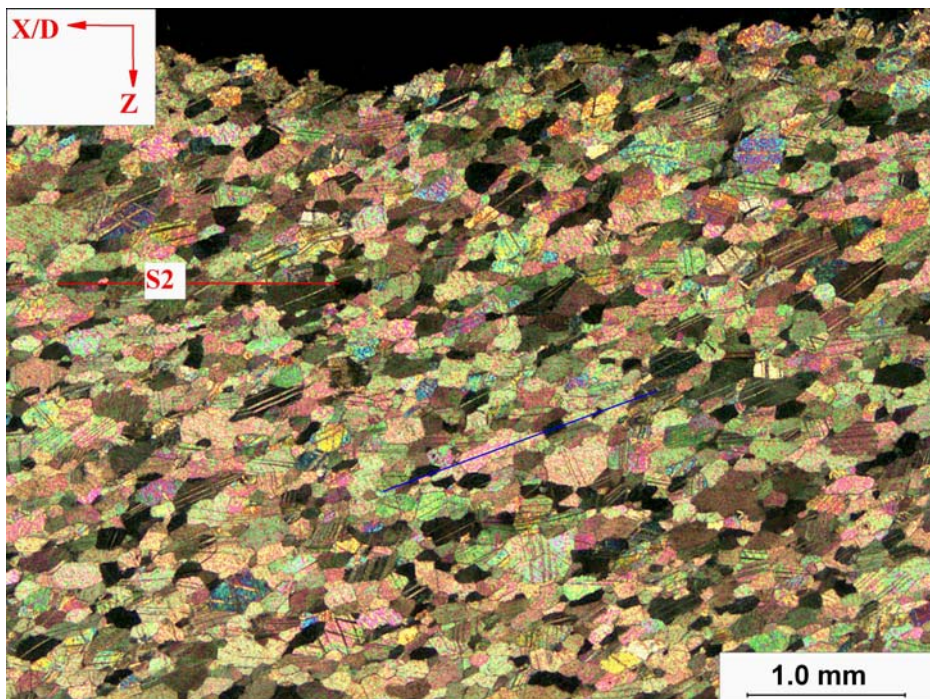
A kézipéldány-léptékben uralkodó főpalásságot a csiszolatokban általában kevés csillámlemezke, a makroszkópos palássággal párhuzamosan elnyúlt kalcitszemcsék, illetve durvább szemcseméretű kalcit-kvarc lencsék jelölik ki. Ezek azonban néha egyáltalán nem észlelhetők, a közetszövetet teljes egészében a ferde palásság határozza meg. A mikroszkóposan uralkodó ferde szemcseirányítottság ugyanakkor a kézipéldányokon közvetlenül nem látható. E mikroszerkezet egyszerű nyírásos eredét számos természetes eredetű mintán végzett vizsgálat és kísérleti munka is bizonyította (vö. DIETRICH & SONG 1984; SCHMID et al. 1981, 1987; WENK 1985; WENK et al. 1987; ERSKINE et al. 1993). A szemcseléptékű „ferde palásság”, amelyet — szerkezeti értelmezés nélkül — RAINCSÁKNÉ KOSÁRY (1978) munkája is megemlített, főként az É-i márványsáv közeteiben gyakori.

A „ferde palásság” a Szendrői-egységben egyaránt megjelenik a „normális” (megnyúlási vonalasság a palásság dőlésirányához közeli helyzetű), illetve a csak ritkán előforduló, „anomális” — a metszési vonalassággal kb. párhuzamos helyzetű — szemcseléptékű megnyúlási vonalasságot mutató mintákban (pl. SZ-44, SZ-56, SZ-63, SZ-69; vö. 5.5.2.1. fejezet). Az utóbbi csoport mikroszerkezeti jellegei önmagukban (eltekintve az eredeti litológiai kifejlődésből adódó eltérésektől, pl. szemcseméret) teljesen megegyeznek a „normál” mintákéval (vö. 83., 84. ábrák), ami a termodinamikai körülmények azonosságára utal az egyszerű nyírás során, ebből következően e nyírások (közel) egyidejűnek tekinthetők.



**83. ábra.** Szöveti részlet az SZ-56a mintából (Rakacai Márvány, Szendrő, Városi temető).

A kézipéldányon látszó palássághoz ( $S_2$ , kb. vízszintes, piros vonal) viszonyított ferde foliáció (kék vonal), amelyet a hossztengety szerint rendezett, elnyúlt, átkristályosodott calcitszemcsék jelölnek ki. A szerkezet aszimmetriája jobbos nyírást jelez (a felső blokkok  $x$ -szel egyező irányú elmozdulása), amely a térben balos eltolódásnak felel meg. +N.



**84. ábra.** Szöveti részlet az SZ-6 mintából (Rakacai Márvány, Rakacaszend, Kopasz-hegy).

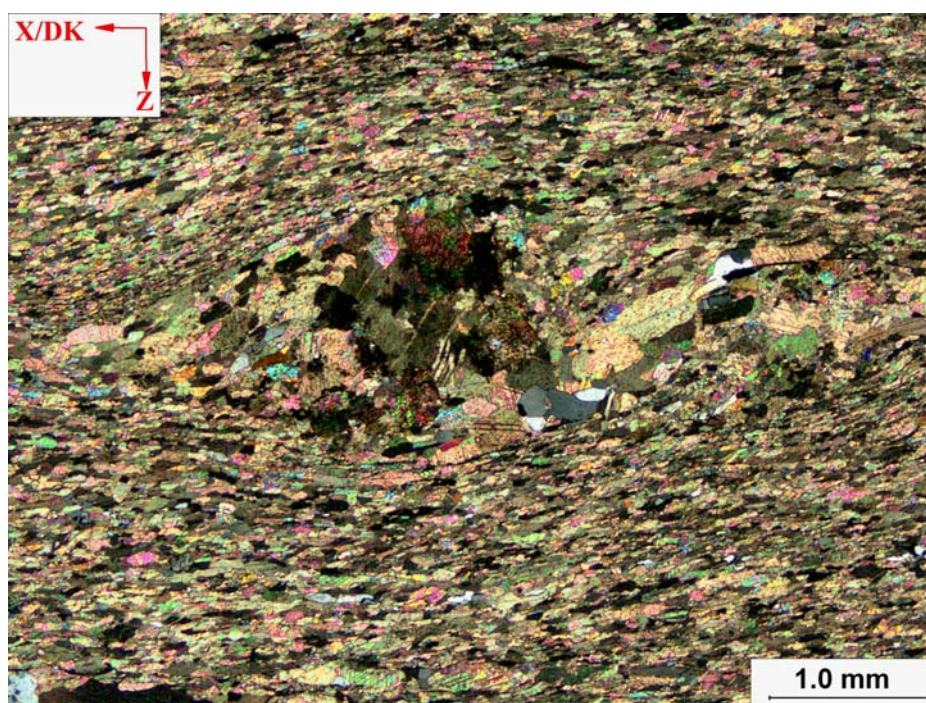
A kézipéldányon látszó palássághoz ( $S_2$ , kb. vízszintes, piros vonal) viszonyított ferde foliáció (kék vonal), amelyet a hossztengety szerint rendezett, elnyúlt, calcitszemcsék jelölnek ki. A szemcséken belül az ikresedés iránya javarészt párhuzamos a szemcsék hossztengetyével. A szerkezet aszimmetriája jobbos nyírást jelez (a felső blokkok  $x$ -szel ellentétes irányú elmozdulása), amely a térben É-i vergenciájú feltolódásnak felel meg. +N.



A nyírásjelző szerkezetek másik, igen elterjedt csoportját alkotják a finomszemű mátrixhoz képest relatíve ridegebb, nagyobb szemcseméretű, forgó-elnyíródó klasztok (85., 86. ábrák). E szerkezetek némelyik mintában (pl. SZ-24, SZ-31, SZ-40, SZ-41) együtt is előfordulnak a „ferde palássággal”, amellyel megegyező irányú nyírást jeleznek.

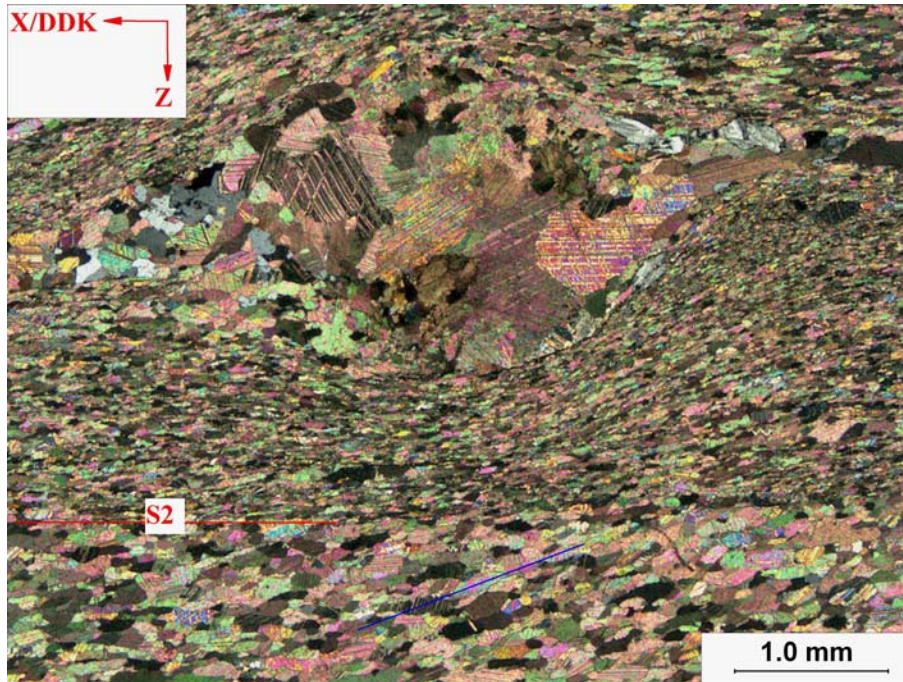
Néhol a klasztok „fejlődéstörténete” ( $\sigma$ -klaszt  $\rightarrow$   $\delta$ -klaszt) is felismerhető a progresszív nyírás során (87. ábra). Egyes feltárásokban (pl. rakacai kőfejtő, Kopasz-hegy) szabad szemmel is jól megfigyelhető, cm-es nagyságrendű  $\sigma$ -klasztok is előfordulnak (88. ábra).

A  $\sigma$ - és  $\delta$ -klasztokon kívül néhol a porfiroklasztok szétnyíródott fragmentumai (89. ábra), máshol aszimmetrikus budinázs-szerkezetek jelzik a nyírásirányt (90. ábra).

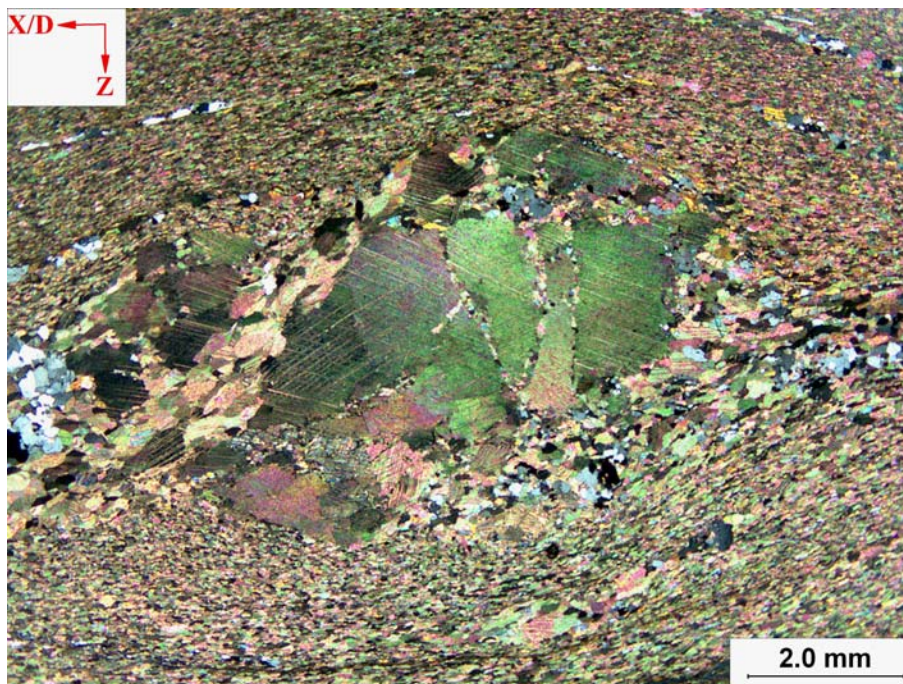


**85. ábra.** Szöveti részlet az SZ-51b mintából (Szendrőládi Mészkö, Szendrőlád, Kanyica-völgy).

Durvább szemcseméretű kalcitból és kevés kvarcból álló kristályaggregátum aszimmetrikus helyzetű nyúlványokkal ( $\sigma$ -klaszt), amelyek helyzete jobbos nyírást jelez (a felső blokkok  $x$ -szel ellentétes irányú elmozdulása), amely a térben ÉNy-i vergenciájú feltolódásnak felel meg. +N. Az aggregátum jobb alsó felén jól megfigyelhető a kvarckristályok egyenes-gyengén ívelt („egyensúlyi”) szemcsehatárokkal történő kapcsolódása.



**86. ábra.** Szöveti részlet az SZ-24 mintából (Szendrői Fillit (olisztosztróma), Meszes, Kígyószögi-völgy). A kézipéldányon látszó palássághoz ( $S_2$ , kb. vízszintes, piros vonal) viszonyított ferde foliáció (átkristályosodott kalcit szemcsék hossz tengelyei: kék vonal a kép alsó részén). A kép felső részén látható  $\delta$ -klaszt aszimmetriája — a ferde foliációval egyezően — szintén jobbos nyírást jelez (a felső blokkok  $x$ -szel ellentétes irányú elmozdulása), amely a térben ÉÉNy-i vergenciájú feltolódásnak felel meg. +N.

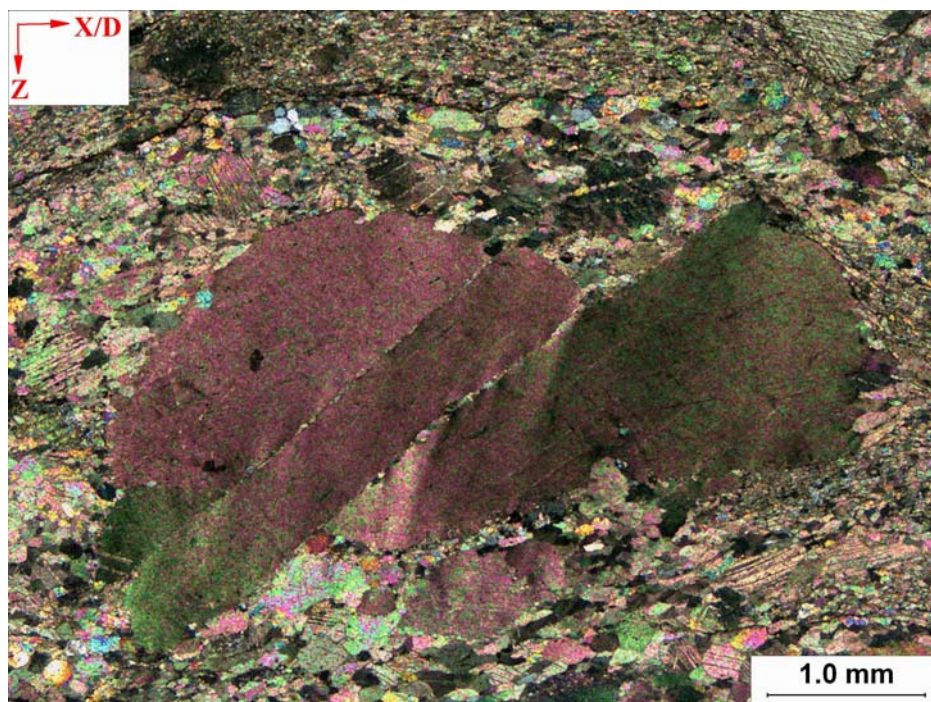


**87. ábra.** Szöveti részlet az SZ-40 mintából (Szendrői Mész, Irota ÉNy). Ikresedett Crinoidea(?) fragmentum aszimmetrikus nyúlványokkal, amelyek a progresszív nyírás során először  $\sigma$ -klaszt geometriát formáltak (l. baloldali nyúlvány), majd a klaszt további — óramutatóval egyező irányú — forgásával a nyúlványok is kissé meghajlottak, amelynek következtében a  $\delta$ -klaszt kezdeti stádiumára jellemző geometria jött létre (l. jobb oldali nyúlvány). A szerkezet aszimmetriája jobbos nyírást jelez (a felső blokkok  $x$ -szel ellentétes irányú elmozdulása), amely a térben É-i vergenciájú feltolódásnak felel meg. +N.



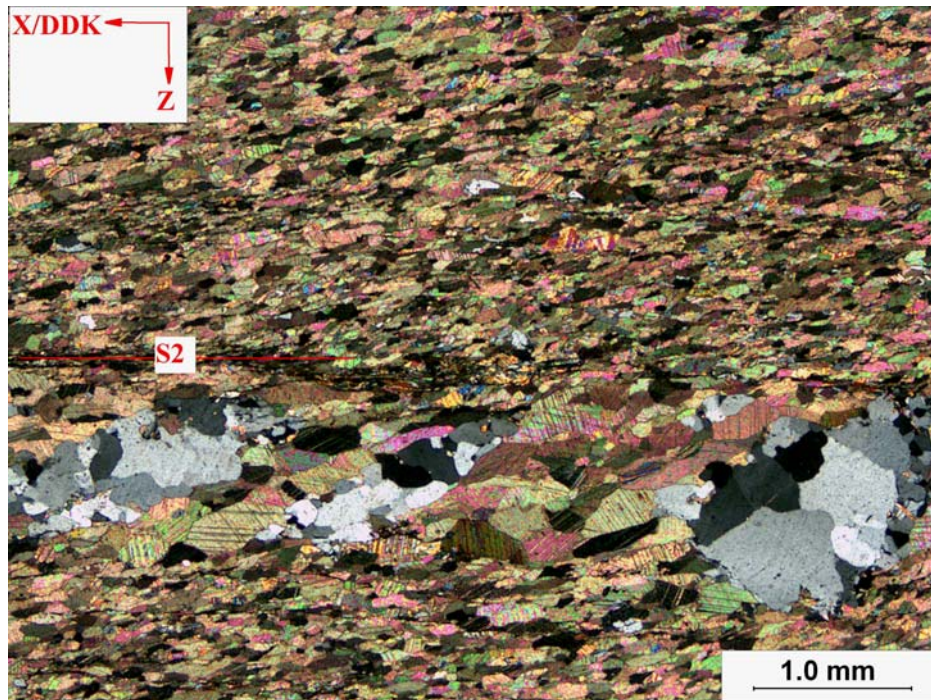
**88. ábra.** Feltárás részlet a Rakacai Márványból (Rakaca, felhagyott Tsz-kőfejtő).

Durva-kristályos, kb. 2,5 cm-es kalcitaggregátum aszimmetrikus helyzetű nyúlványokkal ( $\sigma$ -klaszt) kitűnően palás márványban. A szerkezet aszimmetriája jobbos nyírást jelez, amely a térben NyÉNy-i vergenciájú feltolódásnak felel meg.



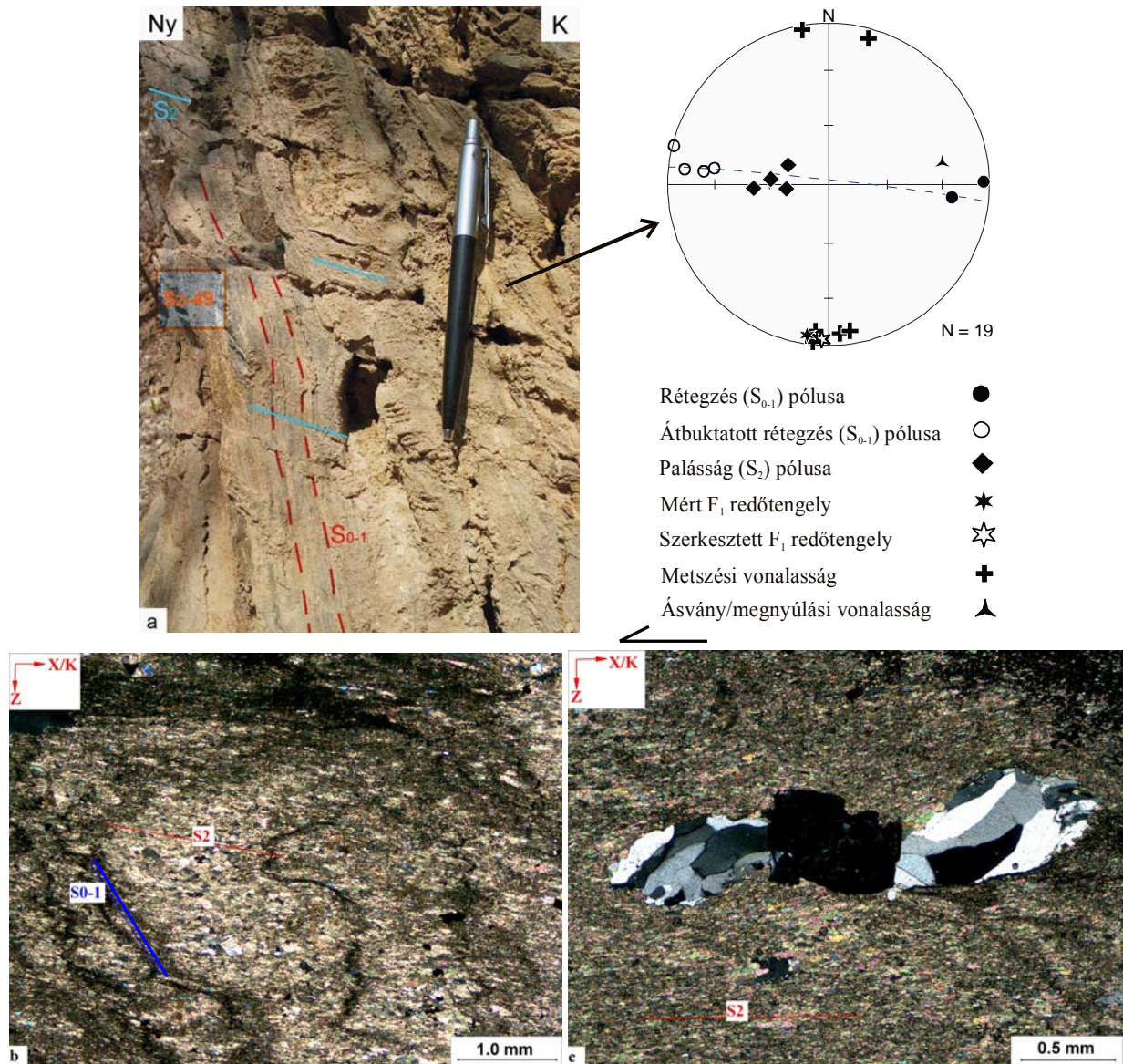
**89. ábra.** Szöveti részlet az SZ-26 mintából (Kopaszhegyi Mésző, Rakacaszend, Kopasz-hegy).

Szintetikusán szétnyírt Crinoidea-fragmentumok átkristályosodott, finomszemű mátrixban. A nyíróadási sík mentén új, apró, dinamikusán átkristályosodott kalcitszemcsék képződtek. A fragmentumok helyzete balos nyírást jelez (a felső blokkok  $x$ -szel ellentétes irányú elmozdulása), amely a térben É-i vergenciájú feltolódásnak felel meg. +N.



**90. ábra.** Szöveti részlet az SZ-24 mintából (Szendrői Fillit (olisztosztróma), Meszes, Kígyószögi-völgy). Kulisszás elrendeződésű, a nyírásirányába dőlő (szintetikus) kvarclencsék dinamikusan átkristályosodott, ferde foliációt mutató (a kép felső részén) kalcit-mátrixban. A kézipéldányon uralkodó palásságot ( $S_2$ ) a csiszolatban igen vékony csillámsávok-zsinórok és változó szemcseméretű kalcitsávok jelölik ki. A szerkezet aszimmetriája jobbos nyírást jelez (a felső blokkok  $x$ -szel ellentétes irányú elmozdulása), amely a térben ÉÉNy-i vergenciájú feltolódásnak felel meg. +N.

A képlékeny nyírások és a szerkezetileg meghatározó  $F_1$  gyűrődések időbeli viszonyáról az SZ-49 minta (Szendrői Mészke) nyújt közvetlen információt. A Szendrői Mészke-től É-ra fekvő, műút menti kis felhagyott kőfejtőben két, KDK-i dőlésirányú síkrendszer is észlelhető (91a. ábra): a laposabb dőlésű síkok a palásságot ( $S_2$ ), míg a meredek, enyhén gyüredezett felület a rétegzéssel párhuzamos első palásságot ( $S_{0-1}$ ) kontúrozzák. E geometriai viszonyból a redőszárny átbuktatott helyzete következik. Amennyiben a képlékeny nyírás a gyűrődéssel egyidejű, úgy a a redőszárnyak külső oldalán a redőcsukló felé irányuló egyszerű nyírás lép fel a nyírásos-hajlításos eredetű redőkben (vö. pl. McCLAY 1987, p. 53.), ami a jelen esetben a felső blokkok K-i irányú elmozdulását jelentené. A vékonycsiszolatban azonban a felső blokkok Ny-i irányú elmozdulása észlelhető a redőképződés során létrejött palásság mentén (91c. ábra), ami azt jelzi, hogy az átbuktatott szárnyon **a képlékeny nyírás az  $F_1$  redőződés után, de legalábbis annak kései szakaszában történt ( $D_{2b}$ ).**



**91. ábra.**  $F_1$  redőződés utáni nyírás az SZ-49 mintában (Szendrőládi Mészke, Szendrőlád, Kovács-oldal).

(a) A feltárás kisebb részletének fotója a szerkezeti elemek és az irányított minta helyének jelölésével. A rétegzés és a palásság egyaránt K felé dől. A rétegzés a palásságnál meredekebb dőlésű, ami átbukatott redőszárnyat jelez. A sztereogram a meghatározott szerkezeti elemeket mutatja (alsó félgömb vetület). (b) Mikroredők csiszolati képe: az eredeti rétegzést ( $S_{0-1}$ , kék vonal) vékony, sötét, gyűrűt agyagos-limonitos sávok jelölik ki. A palásságot ( $S_2$ , piros vonal) definiáló egyirányban megnyúlt, hossztengety szerint rendezett kalcit szemcsék közelítőleg tengelysík helyzetűek az apró, parazita gyűrődésekben. +N. (c) Aszimmetrikus, enyhén hajlott, szálal kvarcnyúlványok idiomorf pirít kristály körül, amelyek balos nyírást jeleznek (a felső blokkok  $x$ -szel ellentétes irányú elmozdulása), ami a térben Ny-i vergenciájú feltolódásnak adódik. +N.

Bár az SZ-49 minta feltárásában  $S_{0-1}$  jól észlelhető (91a. ábra), a vékonycsiszolati vizsgálati léptékben a kőzet szerkezetét már teljesen a palásság határozza meg, amelyet a hossztengety szerint kiválóan rendezett, erősen elnyúlt-lapított, átkristályosodott kalcit szemcsék definiálnak (91b-c. ábra). A kalcit szemcsék által kijelölt palásság helyzete a

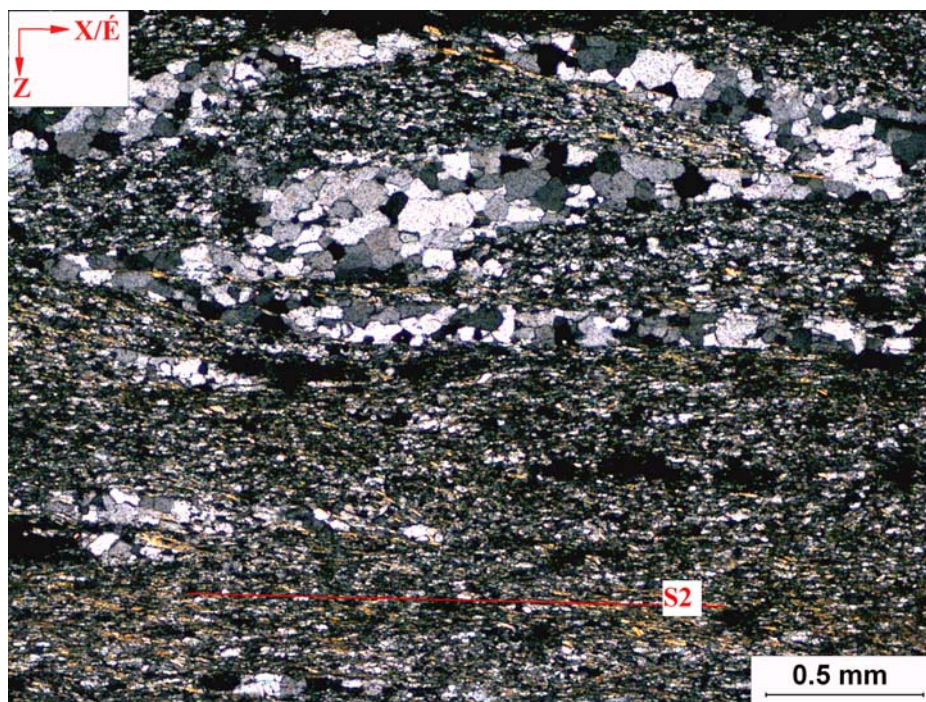
csiszolati léptékű mikroredőkben közelítően azok tengelysíkjaival egyezik meg (91b. ábra, vö. 77. ábra).

Hasonló szerkezeti viszony gyanítható az SZ-46 minta (Rakacai Márvány Rakacaszendőtől DNY-ra) feltárásában is, amelyben azonban  $S_{0-1}$  helyzete nem állapítható meg biztonsággal, ezért az ÉÉK-i feltolódás ebben az esetben nem tekinthető teljes bizonyossággal az  $F_1$  gyűrődés utáni eseménynek.

A képlékeny nyírások és az  $F_1$  redőződés viszonyának közvetlen meghatározására — a korábban vázolt rendkívül erős szöveti transzpozíció miatt — csak elvétve nyílik lehetőség a fenti módszer segítségével a Szendrői-egységben. Figyelembe véve azonban a karbonátos kőzetek palássággal párhuzamos ( $x-y$ ) metszetein számos esetben megfigyelt mikroszerkezeti viszonyokat (az egyszerű nyíráshoz kötődő szemcseléptékű megnyúlás „felülírja” az  $F_1$  redőződés során létrejött metszési vonalasságot, 5.5.2.1. fejezet), valószínűsíthető, hogy a Szendrői-egységben a képlékeny nyírások jellemzően az  $F_1$  gyűrődés után történtek. Mivel a nyírásos eredetű mikroszerkezetek viszonylag magas hőmérsékletet jeleznek (a kalcit intenzív átkristályosodása, illetve intrakristályos deformációja), ezért e nyírások ( $D_{2b}$ ) a metamorf ciklus magas hőmérsékletű ( $\geq 300^\circ\text{C}$ ) szakaszához kötődnek, s feltétlenül megelőzik a  $D_3$  eseményt.

Az irányított minták vizsgálata során egy esetben mutatható ki egyértelműen az  $F_1$  redőződéshez kapcsolódó nyírás: az SZ-43 mintában (Kis-Somos) a „ferde palásság” aszimmetriájából DK-i transzportirány következik. E minta a terepi megfigyelések alapján szintén egy (kisebb?) átbuktatott redőszárnyról származik (a rétegzés meredekebben dől DK felé a palásságnál, V. sz. melléklet), így a „ferde palásság” itt az  $F_1$  gyűrődéshez kapcsolódó, a redőszárnyon fellépő nyírást rögzít ( $D_{2a}$ ).

Bár a szerkezeti elemek teljes transzpozíciója miatt (terepen és csiszolatban is csak egy síkrendszer észlelhető) közvetlenül nem igazolható, mégis valószínű, hogy az SZ-16 minta palásságon belüli, aszimmetrikus redője is közvetlenül az  $F_1$  gyűrődéshez kapcsolódik ( $D_{2a}$ ). A gyúrt kvarcér szárny és csuklózónájában (és a mátrixban is) ugyanis markáns statikus átkristályosodást mutató kvarc mikroszerkezet látható (92. ábra), amely arra utal, hogy a gyűrődés után a hőmérséklet kellően magas volt (feltehetően még emelkedett is) ahhoz, hogy a deformáció során fellépő intrakristályos deformáció nyomait átkristályosodással „eltüntesse” (post-tectonic annealing). Ezen átkristályosodás során, amely a metamorfózis hőmérsékleti csúcsa körüli állapotot tükröz, viszonylag „nyugodt”, tektonikus feszültségtől mentes, közelítően hidrosztatikus nyomás viszonyokkal számolhatunk (4.3.1.1. fejezet).



**92. ábra.** Szöveti részlet az SZ-16a mintából (kovás Szendrői Fillit(?), Gadna, Vinyicska).

Z-alakú, palásságon belüli redő kvarcéren. A kvarcéren belül az egyedi kvarckristályok egyenes-gyengén ívelt („egyensúlyi”) határokkal érintkeznek, ami a gyűrődés után végbement statikus átkristályosodást jelez. A szerkezet aszimmetriája jobbos nyírást jelez (a felső blokkok  $x$ -szel egyező irányú elmozdulása), amely a térben a palásság utólagosan kialakult ÉÉNy-i dőlése miatt — formálisan — É-i levetésű normál vetőnek adódik. A visszabillentés után az elmozdulás ténylegesen ÉÉK-i vergenciájú feltolódásnak felel meg. +N.

Egyszerű nyírás tehát több deformációs fázisban is ( $D_{2a}$ ,  $D_{2b}$ , esetleg  $D_1$ ?) is fellépett, bár a vizsgálatok eredményei szerint e nyírások javarészt a  $D_{2b}$  eseményhez köthetők. A többfázisú nyírásra utalhatnak az egyes mintákban megfigyelt, csiszolaton belül egymásnak ellentmondó nyírásirányt jelző  $\sigma$ - és  $\delta$ -klasztok, valamint a több nyúlvány-generációval is rendelkező ún. „kombinált klasztok”. A  $\sigma$ - és  $\delta$ -klasztok képződését azonban lokális hatások jelentősen befolyásolhatták (HANDY & ROSENBERG 1998), ezért egy-egy klaszt által jelzett nyírást — ahol lehetett — csak akkor fogadtam el, ha azt más szerkezetek is alátámasztották.

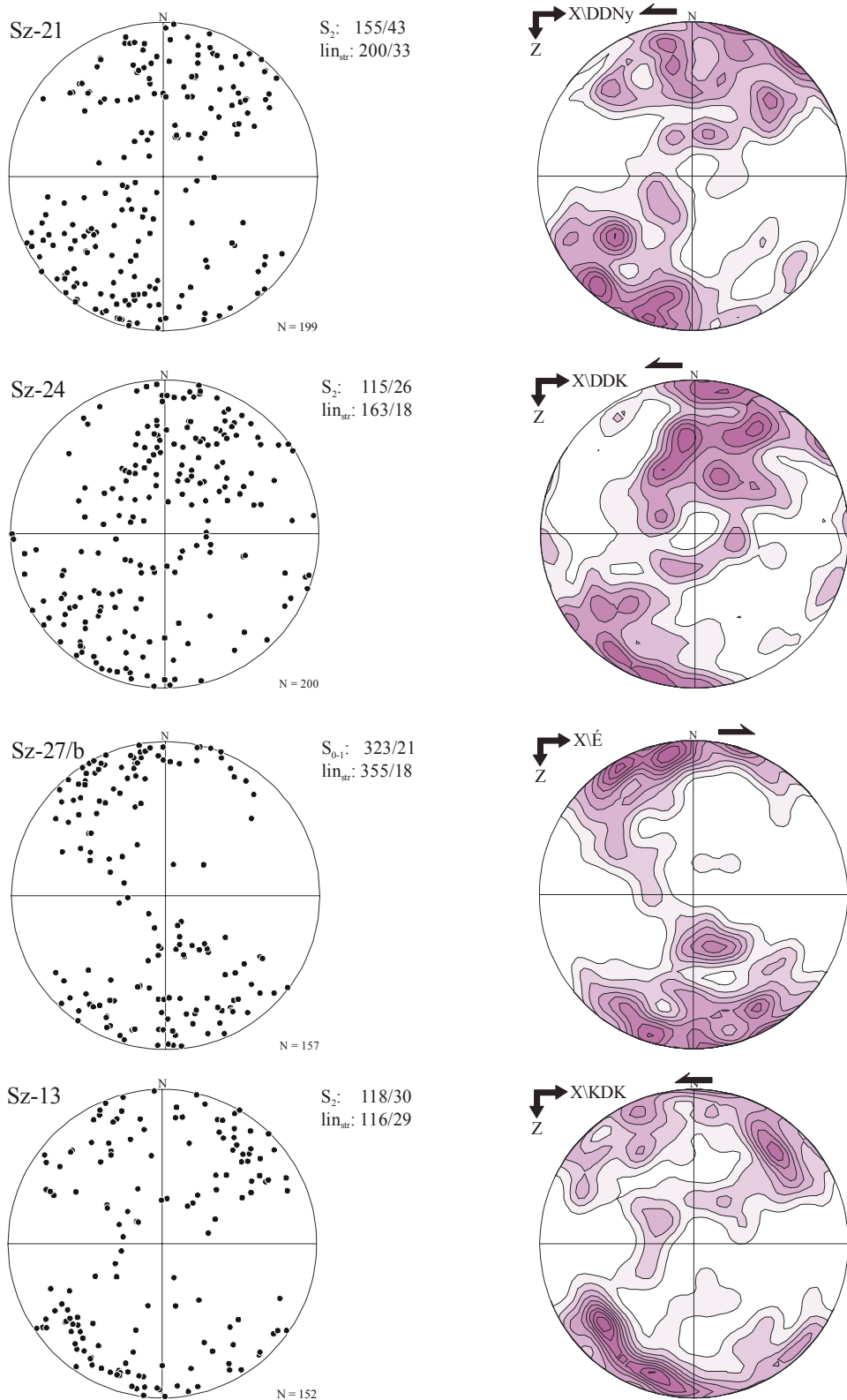
Figyelmet érdemel végül az a megfigyelés, hogy a metszési vonalassággal kb. párhuzamos makroszkópos megnyúlással párhuzamosan és a palásságra merőlegesen elvágott metszetekben egyszerű nyírásos szerkezetet sem a karbonátos (eltekintve a korábban tárgyalt néhány esettől, ahol a szemcseléptékű megnyúlás is ilyen irányú), sem a törmelékes kőzetekben nem észleltem. E megfigyelés azt mutatja, hogy a makroszkopikus markerek által kijelölt megnyúlás és a sziliciklasztos kőzetek szemcseléptékű irányítottsága dominánsan koaxiális eredetű (tiszta alakváltozás, 4.1.2. fejezet), amely szerkezetek a korábbi  $D_{2a}$  (és/vagy a  $D_1$  rétegpárhuzamos ellapulás) deformációs eseményekhez kapcsolódhatnak.

A Szendrői-hegységben 8 mintában határoztam meg ultravékony csiszolatokban ( $<5 \mu\text{m}$ ) a kalcitok  $c$ -tengely irányítottságát a Fedorov-asztal segítségével (93. ábra). A kiválasztott minták mind a palássággal párhuzamos ( $x$ - $y$ ), mind a palásságra merőleges és a megnyúlási vonalassággal párhuzamos ( $x$ - $z$ ) metszetekben határozott szemcsealaki kitüntetett irányítottságot (hossztengely szerint egyirányba rendezett, elnyúlt kristályok) mutattak. A mérés során mindenekelőtt azon szöveti doménekben határoztam meg a  $c$ -tengely irányítottságot, ahol e szemcsealaki irányítottság a legmarkánsabban észlelhető. A Fedorov-asztalos mérések során csak a vékonycsiszolat középső harmadában található kristályok optikai orientációja határozható meg, ebből adódóan nem minden esetben lehetett kellő számú (kb. 200) szemcse helyzetét megállapítani. Ez határozott  $c$ -tengely irányítottság esetén nem jelentett problémát az értelmezés szempontjából, néhol azonban — még kellő számú mérés esetén is — nehezen értelmezhető a mintázat.

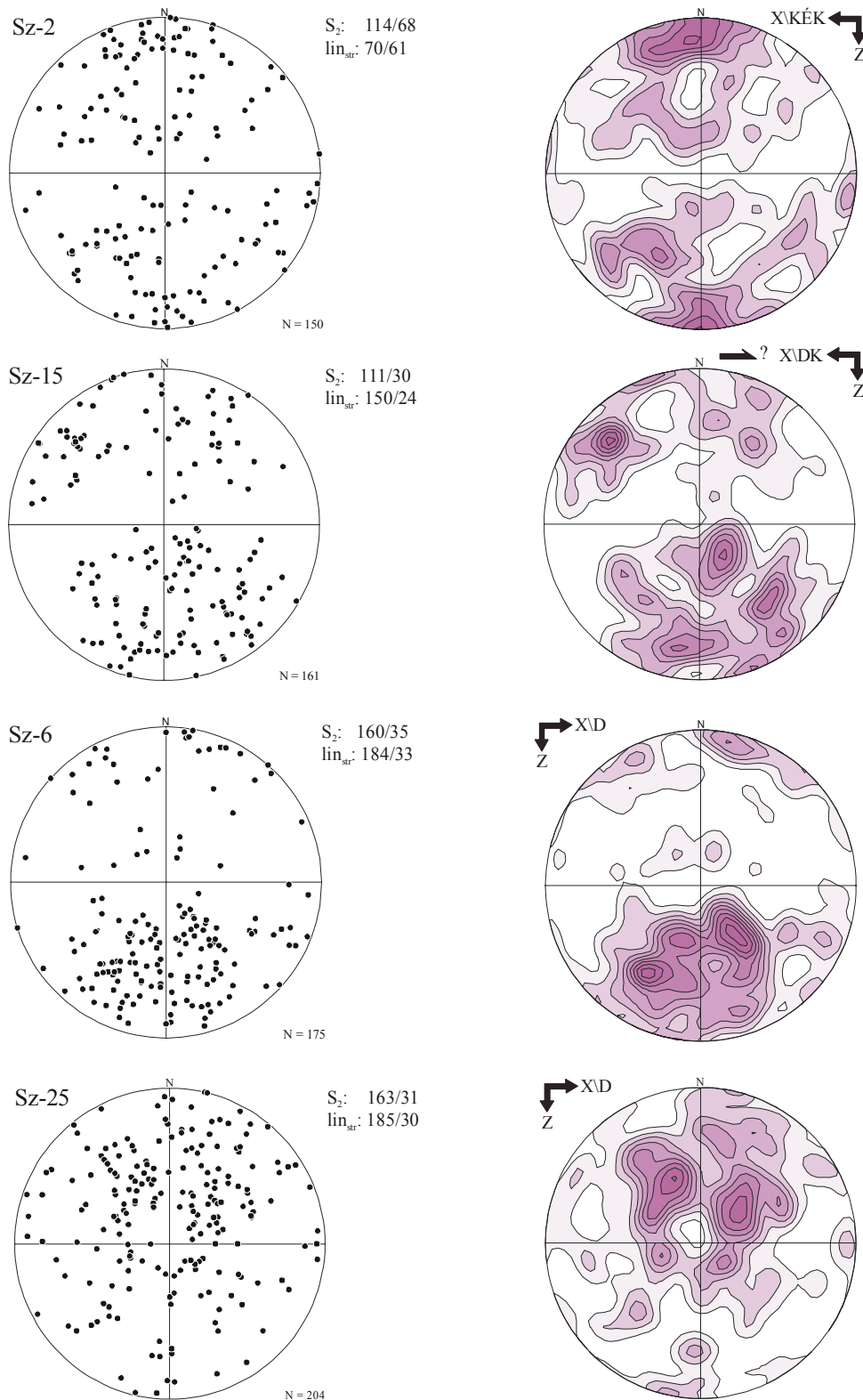
Az SZ-21, SZ-24 és SZ-27b jelű minták jól fejlett, a palásság síkjához (a vetület K-Ny-i egyenesére) képest enyhén aszimmetrikus maximumai mindhárom esetben egyszerű nyírásos deformációt jeleznek, amelyek É-ias vergenciájú feltolódásnak adódnak. (Az SZ-27b jelű mintában a nyírás — formálisan — normál vetőnek adódik a referenciafelület utólagos gyűrődése következtében). A  $c$ -tengelyek eloszlása alapján levezethető nyírásirányok teljes összhangban vannak az egyéb nyírásjelző szerkezetek által meghatározott elmozdulási irányokkal (vö. 86., 90. ábrák). A  $c$ -tengely maximumok elhelyezkedése az SZ-21 és SZ-24 mintákban megközelítően merőleges helyzetű a szemcsék hosszsz tengelyei által kijelölt „ferde palásságra”. Az SZ-13 mintában — a kevesebb mérhető szemcse következtében — az aszimmetria ugyan kevésbé határozott, de a balos nyírás (térben NyÉNy-i vergenciájú feltolódás) itt is jól látszik.

Az SZ-2 jelű mintában ugyanakkor a palásságra kb. merőleges helyzetű, meglehetősen szimmetrikus  $c$ -tengely maximumok láthatók, amelyek koaxiális típusú deformációra utalnak („tisztá nyírás”, vö. 4.1.2. fejezet). Az SZ-15 mintában a  $c$ -tengelyek eloszlása nem tükröz olyan jól fejlett maximumokat, mint az előzőekben ismeretettek, ami valószínűleg összefüggésben van a mérhető szemcsék kisebb számával is. A mintázat alapján csak igen bizonytalanul állapítható meg (jobbos) nyírásirány (a térben ÉNy-i vergenciájú feltolódás). Feltűnő, hogy az alsó negyedekbe lényegesen több adat esik, mint a felsőkbe. Ez az aszimmetrikus eloszlás adódhat a mért mintában jelenlevő korábbi kristálytani irányítottságból (LAW 1990), amelyet a következő deformációs esemény csak részben képes felülbélyegezni.





**93. ábra.** Kalcit *c*-tengely irányítottság mérések eredménye a Szendrői-hegységből. Az SZ-21, SZ-24, SZ-27b és SZ-13 minták *c*-tengely eloszlása egyszerű nyírást jelez (vö. 28c. ábra).



**93. ábra. Kalcit  $c$ -tengely irányítottság mérések eredménye a Szendrői-hegységből (folytatás).**

Az SZ-2 minta szimmetrikus mintázata koaxiális deformációra utal. Az SZ-15 mintában egyszerű nyírás feltételezhető. Az SZ-6 és SZ-25 minták mintázatai szintén intenzív kristályplasztikus deformációt jeleznek, de a deformáció típusa nem határozható meg egyértelműen.

Hasonló a helyzet az SZ-6 és SZ-25 jelű minták esetében is (mindkettő a Kopasz-hegy kőfejtőjéből származik), amelyek meglehetősen diffúz, a többitől viszonylag jelentősen eltérő helyzetű maximumai nehezen értelmezhetők, ami — a fentiekén kívül — összefügghet esetleg e minták viszonylag heterogénebb szemcseméretével is. A maximumok megjelenése ugyan mindkét esetben jelzi a kristályplasztikus deformációt, azonban nyírásirányok a *c*-tengely mintázat alapján itt nem határozhatók meg, jóllehet a csiszolatokban előforduló  $\sigma$ -klasztok határozott egyszerű nyírást (É-i vergenciájú feltolódást) jeleznek.

Az egyszerű nyírást jelző mintákban a kitüntetett kristálytani irányítottság kialakulásában — a mintázat nyírásiránnyal ellentétes irányú aszimmetriája szerint — az ún. „ikres deformációs rezsim” (SCHMID et al. 1987) játszott szerepet (4.3.1.2. fejezet). A kristálysiklatás meghatározó szerepét jelzi továbbá a markáns szemcsealaki irányítottság (SZ-2, SZ-21, SZ-24), és dinamikus átkristályosodás (SZ-27b) is. A SZ-27b mintában a mikroszerkezet intenzív dinamikus átkristályosodást (erősen elnyúlt, alig vagy nem ikresedett, szuturás határú szemcsék) jelez, ugyanakkor a *c*-tengely mintázat az „ikres deformációs rezsim” jellemzőit mutatja. E látszólagos ellentmondás a korai „ikres deformációs rezsimben” kialakult kalcit-mikroszerkezet későbbi nagyfokú átkristályosodásával magyarázható (SCHMID et al. 1987), amely során az ikrek csak elvértve, reliktv módon őrződtek meg, ugyanakkor a kristálytani irányítottság még tükrözi a korai deformációs rezsim hatását.

Az SZ-6 és SZ-25 mintákban a *c*-tengely mintázatok diffúz jellegének létrejöttében szerepet játszhatott, hogy a kristálysiklatás mellett — dacára a viszonylag nagy szemcseméretnek — a szemcsehatár menti csúszás is aktív deformációs mechanizmus lehetett (BRODIE & RUTTER 2000). BURKHARD (1990) szintén megemlíti, hogy kézipéldány léptékben intenzíven deformált, epizónás, átkristályosodott mészkövek (Helvétai takarók, Nyugati-Alpok) nem mindig adtak értékelhető *c*-tengely mintázatot, amit a szemcsehatár menti csúszás mechanizmusával magyarázott.

#### Szemcseszintű deformációs mechanizmusok

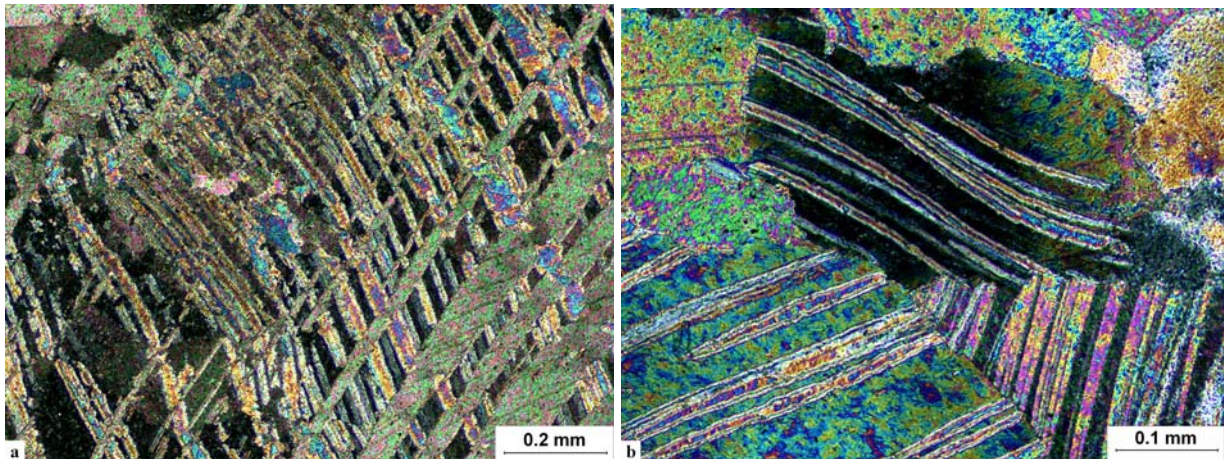
Ebben az alfejezetben elsősorban az Upponyi- és Szendrői-egységek közti eltéréseket mutatom be, ami legjobban a kalcit és a kvarc mikroszerkezeti bélyegei által ragadható meg. Bár a nyomási oldódás — amelynek szöveti bélyegei főként a különböző sziliciklasztos közettípusokban figyelhetők meg jól — a Szendrői-hegységben is fontos deformációs mechanizmus (73., 74., 79 ábrák), e jelenségkörben nem mutathatók ki olyan markáns

különbségek, mint az intrakristályos deformáció vonatkozásában, ezért a továbbiakban az utóbbiakkal foglalkozom.

A **kalcit**ban az intrakristályos deformáció legjellemzőbb szöveti bélyege a Szendrői-hegységben is az ikresedés (86., 87., 94. ábrák), amely különösen intenzív a nagyobb méretű, általában biogén eredetű kalcit-klasztokban, szin- és pretektonikus erekben, valamint az egészében véve is viszonylag durva szemcseméretű (kb. >0,1–0,2 mm) kőzettípusokban (pl. Rakacai Márvány, Abodi Mészkö egyes előfordulásai). Az egyes ikertípusok gyakorisága azonban lényegesen különbözik az Upponyi-hegységtől (vö. 5.4.2.2. fejezet): a legmagasabb hőmérsékletű deformációs események nyomait megőrző nagyobb, reliktszemcsék esetében jóval gyakoribbak a (feltűnően) vastag, hajlott-kinkes, néhol újra-ikresedett ikrek (III típus, BURKHARD 1993) és a vastag, szabálytalan, dinamikusán átkristályosodó ikrek (IV típus, BURKHARD 1993). Ezen intenzív belső deformációt tükröző ikertípusok elterjedt megjelenése az  $r$  (1011) és  $f$  (2021) romboéder síkok menti kristálysíklátás fokozott intenzitását jelzi, ami relatíve magasabb hőmérsékleten (kb. >300°C) válik lehetővé a kalcitban (DE BRESSER & SPIERS 1993). A III és IV típusú vastag ikrek (94. ábra) nagy gyakorisága a durvább szemcsékben feltétlenül magasabb hőmérsékletű (>300°C) deformációra utalnak a Szendrői-hegységben, mint az Upponyi-hegységben.

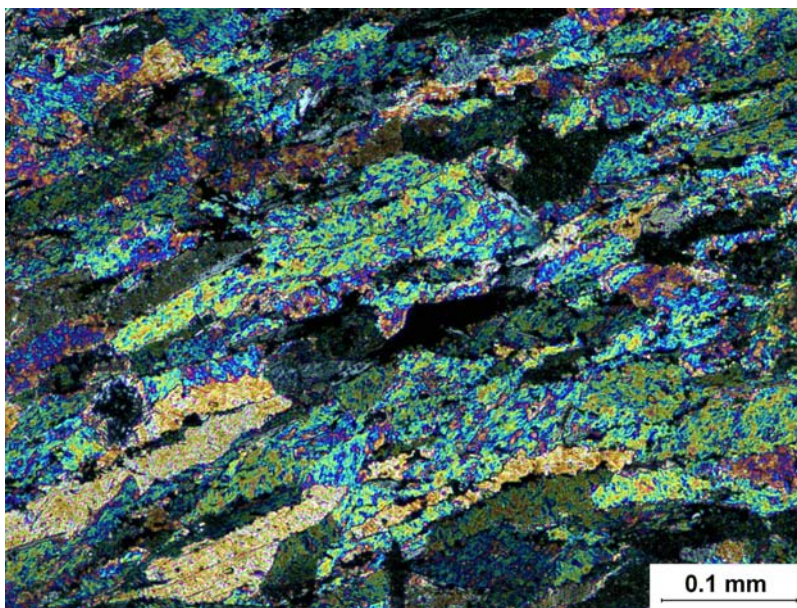
A finomabb szemű (kb. 0,05–0,2 mm), átkristályosodott mészkövek mátrixában általában a vastag, konjugált rendszert alkotó, egyenes (II típus, BURKHARD 1993) és a vastag, hajlott, néhol újra ikresedett ikrek (III típus, BURKHARD 1993) fordulnak elő. Az átkristályosodott mátrixban a kalcitkristályok azonban általában kevésbé intenzíven, vagy egyáltalán nem is ikresedtek, viszont gyakran erősen unduláló kioltásúak. A mátrixban megjelenő ikrek jelentős részben később képződhettek, mint a nagy kalcit-porfiroklastok ikrei, hiszen a mátrix átkristályosodása számos esetben biztosan egyidejű a  $D_{2b}$  deformációs eseménnyel, míg a nagy kalcitkristályok III és IV típusú ikrei (legalább részben) már a  $D_{2a}$  esemény során is képződhettek.

Az ikresedés mellett intenzív intrakristályos deformációt jelez a mátrix kalcitszemcsék gyakran erősen elnyúlt-lapított alakja és hossztengety szerint jó rendezettsége is. E bélyegek szintektonikus dinamikus átkristályosodásra, és/vagy diszlokációs kúszásra utalnak (95. ábra). A nagyobb szemcsék (főként bioklastok) peremlein is gyakran megfigyelhetők új, dinamikusán átkristályosodott, apró, ikermentes szemcsék. A durvább szemcseméretetek esetében a kitüntetett szemcsealaki orientációhoz többnyire erős ikresedés is társul, amely a különböző deformációs mechanizmusok kb. egyidejű aktivitását jelzi.



**94. ábra.** Szöveti részlet az SZ-25 (Kopaszhegyi Mészke, Rakacaszend, Kopasz-hegy) és az SZ-56a (Rakacai Márvány, Szendrő, vasútbevágás) mintákból.

Magas hőmérsékletű, deformációs ikrek kalcitban: **(a)** Dinamikusan átkristályosodó (a kép bal felső részén), hajlott, vastag, szabálytalan, néhol újra ikresedett (jobb oldalon alul) ikerlemezek (IV típus, >250°C, Burkhard 1993) Echinoidea-töredékben az SZ-25 mintából. +N. **(b)** Vastag, enyhén hajlott, néhol túszerűen elvégződő ikrek (III típus, >200°C, Burkhard 1993) az SZ-56a mintából. +N.



**95. ábra.** Szöveti részlet az SZ-27b mintából (Szendrői Fillit, Meszes, Templomdomb).

Varratos szemcsehatárú, elnyúlt, dinamikusan átkristályosodott, hossztengety szerint rendezett, javarészt ikermentes kalcitkristályok. +N.

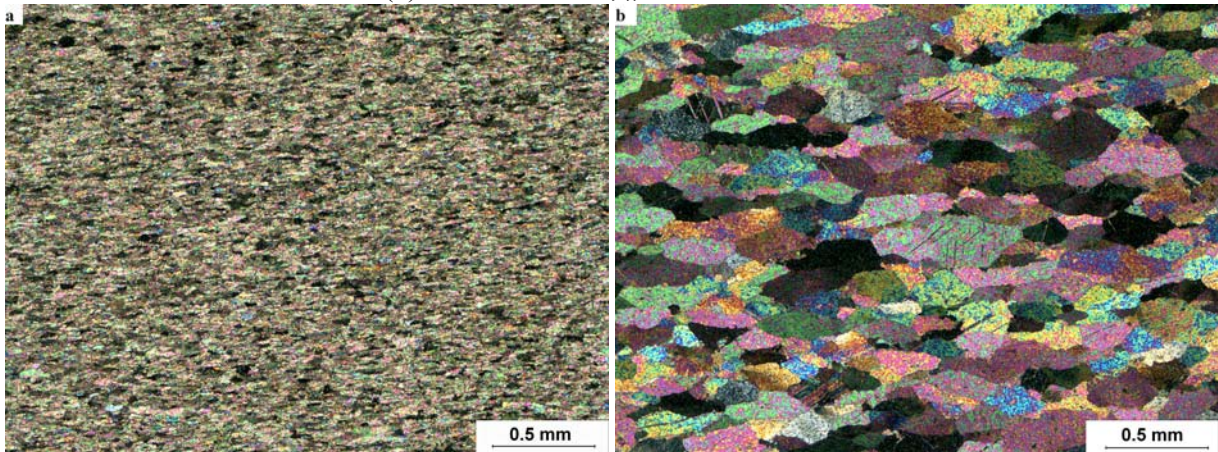
A 8 mintában meghatározott kalcit *c*-tengely irányítottsági eredmények szintén egyértelműen igazolják a kristálysiklatást (93. ábra). A kalcitban a különböző kristálysiklatási mechanizmusok tehát meghatározó jelentőségűek a mikroszerkezeti vizsgálatok eredményei szerint.

Az Upponyi- és a Szendrői-hegység karbonátos kőzeteinek összehasonlításakor szembeötlő továbbá, hogy a **kalcit-mátrix átlagos szemcsemérete a Szendrői-hegységben** az ugyanolyan (de legalábbis igen hasonló) üledékes fáciesű kőzetek esetében szinte mindig szembeötlően **nagyobb, mint az Upponyi-hegységben** (96. ábra).

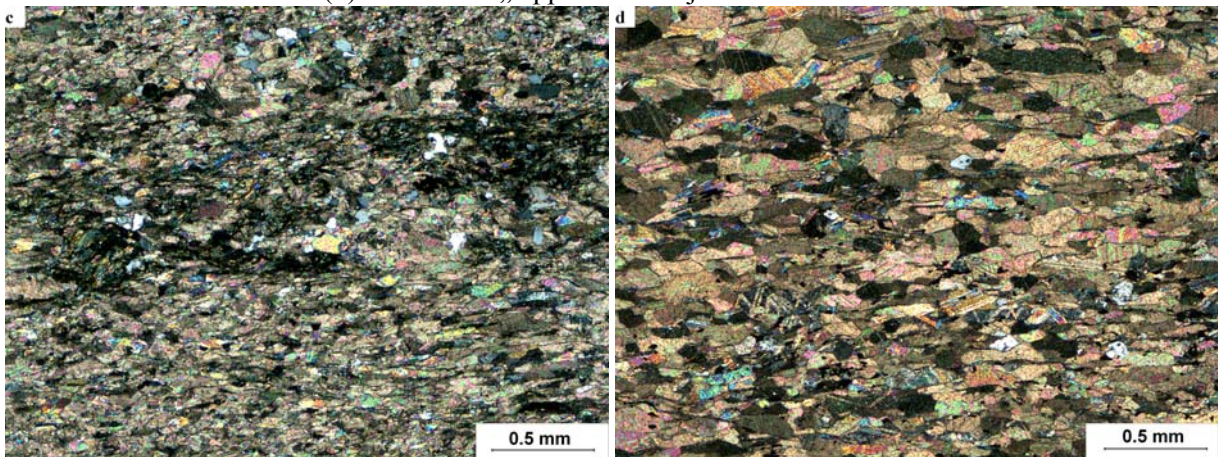
## Upponyi-hegység

## Szendrői-hegység

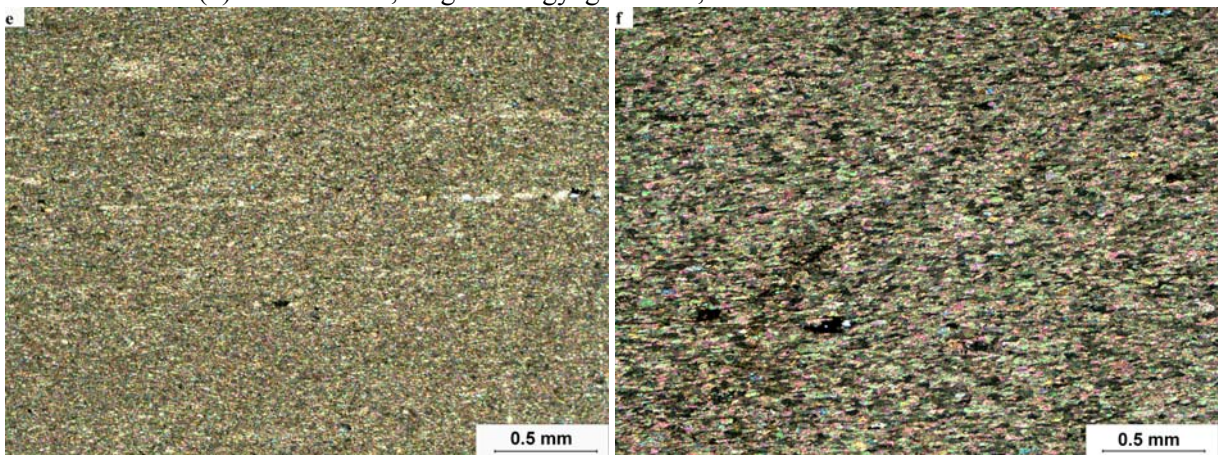
### (1) Platformfáciesű, „tisztá” mészkövek



### (2) Klasszikus „cippolino” kifejlődésű mészkövek



### (3) Finomszemű, magasabb agyagtartalmú, medencefáciesű mészkövek



**96. ábra. Összehasonlító szöveti fotók az Upponyi- és Szendrői-hegység hasonló korú és üledékes fáciesű, jellegzetes karbonátos kőzettípusaiból.**

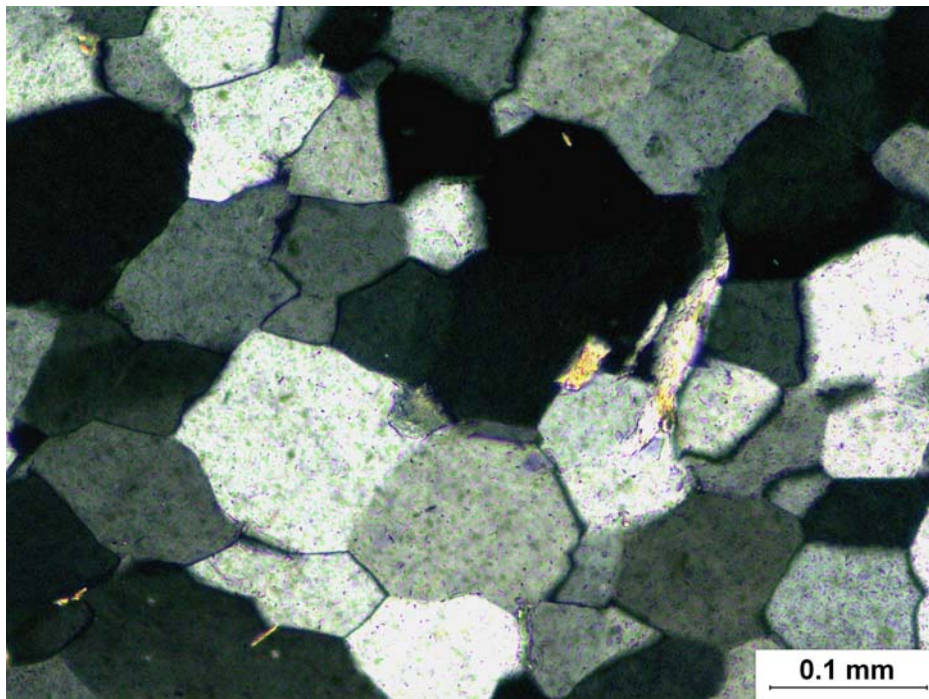
(a) Upponyi Mészkő az Upponyi-szorosból. +N, U-62b. (b) Rakacai Márvány a Csehipusztától K-re fekvő elhagyott kövejtőből. +N, SZ-44. (c) Abodi Mészkő a Lázbérci-víztározó Ny-i partjáról, az Upponyi szorostól D-re. +N, U-63. (d) Abodi Mészkő a szendrői Várhegy kövejtőjéből. +N, SZ-15. (e) Lázbérci Mészkő a Csernely-völgyből, a Kőrözsatetű DNy-i oldalában. +N, U-5. (f) Verebeshegyi Mészkő Rakacaszendőtől DNy-ra, az út menti feltárásból. +N, SZ-31. A fotók nagyítása valamennyi képnél azonos, a csiszolatok mind  $x-z$  metszetek.

Mivel a kiindulási kőzet ásványtani-szöveti tulajdonságai — mindenekelőtt az agyag- és szervesanyagtartalom mennyisége és eloszlása (vö. JÁMBOR 1961, ÁRKAI 1977, ÁRKAI et al. 1981, OLGAARD & EVANS 1988) — jelentékenyen befolyásolják az átkristályosodott kőzet végső szemcseméretét, ezért az abszolút szemcseméret önmagában általában nem alkalmas a metamorfózis fokának pontosabb meghatározására. Figyelembe véve azonban, hogy a növekvő hőmérséklettel a kőzetek átlagos szemcsemérete növekszik (l. pl. COVEY CRUMP & RUTTER 1989, TULLIS & YUND 1982), a szendrői kőzetek összességében nagyobb átlagos szemcsemérete mindenképp magasabb hőmérsékletű metamorfózist jelez. Ezen általános trendtől kisebb-nagyobb eltérés is előfordul: az upponyi viszonylatban feltűnően jól kristályos U-56 minta (biosztratigráfiaiilag is igazolt Lázbérci Mészke, 51. ábra) eléri, sőt meg is haladja a típusos Verebeshegyi Mészke szemcseméretét. Ez feltehetően a minta alacsony agyagtartalmával függ össze.

A **kvarc** mikroszerkezeti bélyegei a szendrői mintákban feltűnően eltérnek az upponyiaktól. A kőzetdeformáció mértékétől és a litológiától függetlenül igen elterjedtek az egyenes, gyengén ívelt, kb. 120°-os szögben érintkező (ún. „egyensúlyi”) szemcsehatárok a kvarcaggregátumokban („regenerációs kvarc”, RAINCSÁKNÉ KOSÁRY 1978). E szöveti bélyeg a statikus átkristályosodás kiváló indikátora (92., 97. ábrák), amely a metamorfózis termális maximuma körüli képződésre utal, s alacsony különbségi feszültséget (kvázi „stresszmentes rezsimet”) tükröz az átkristályosodás során. A kvarc igen elterjedt statikus átkristályosodást jelző mikroszerkezete a Szendrői-egységben feltétlenül magasabb hőmérsékletű metamorfózist tükröz, mint az Upponyi-egységben, hiszen az ilyen típusú átkristályosodás elsősorban a hőmérséklet függvénye (4.3.1.1. fejezet).

A kvarc statikusan átkristályosodott szerkezete jellemzően akkor is stabil, ha a környező karbonátos mátrix intenzív kristályplasztikus deformációt tükröz, ami éles reológiai kontrasztot jelez a két fázis között. E szöveti kép legkézenfekvőbb genetikai magyarázata, hogy a kvarcaggregátumok — a metamorfózis hőmérsékleti csúcsa körül képződött — statikusan átkristályosodott szerkezete a későbbi, de még viszonylag magas hőmérsékleten történt nyírás során lényegében már nem módosult, hanem csak „passzív” deformációt (főként merev test forgás és rideg törés) szenvedett, míg az „aktív kőzetdeformáció” elsősorban a kalcit intenzív intrakristályos alakváltozása által valósult meg. Az eltérő viselkedés magyarázata a kalcit „gyengébb” reológiai karakterével függ össze (pl. SCHMID et al. 1987, TWISS & MOORES 1992, BRODIE & RUTTER 2000), hiszen a kalcit viszonylag alacsony hőmérsékleten és kis differenciális feszültség mellett is kristályplasztikus deformációval,

illetve átkristályosodással „reagál” a külső feszültségre. A kvarc és kalcit relációja e kőzetekben analóg a földpátok és a kvarc viszonyával a zöldpala fáciesű gneiszekben, ahol a földpát a merev, reológiaiilag „erős”, míg a kvarc a kristályplasztikus deformációra képes, „puha” fázist képviseli. A fenti észlelésből az is következik, hogy a karbonátokban észlelt egyszerű nyírás ( $D_{2b}$ ) javarészt a metamorfózis termális csúcsa után, a retrográd szakaszban történt. SCHMID et al. (1987) szerint a kalcit nagyfokú „átkristályosodási hajlama” miatt a magasabb fokú metamorf kőzetekben gyakran egyáltalán nem figyelhető meg kitüntetett szemcsealaki és/vagy kristálytani irányítottság, ezért ezek többnyire egy késői, a metamorfózis termális maximumánál alacsonyabb hőmérsékleten végbement deformációs eseményt rögzítenek. E megállapítás összhangban van a megfigyelt mikroszerkezeti relációk alapján adódó fenti következtetéssel.

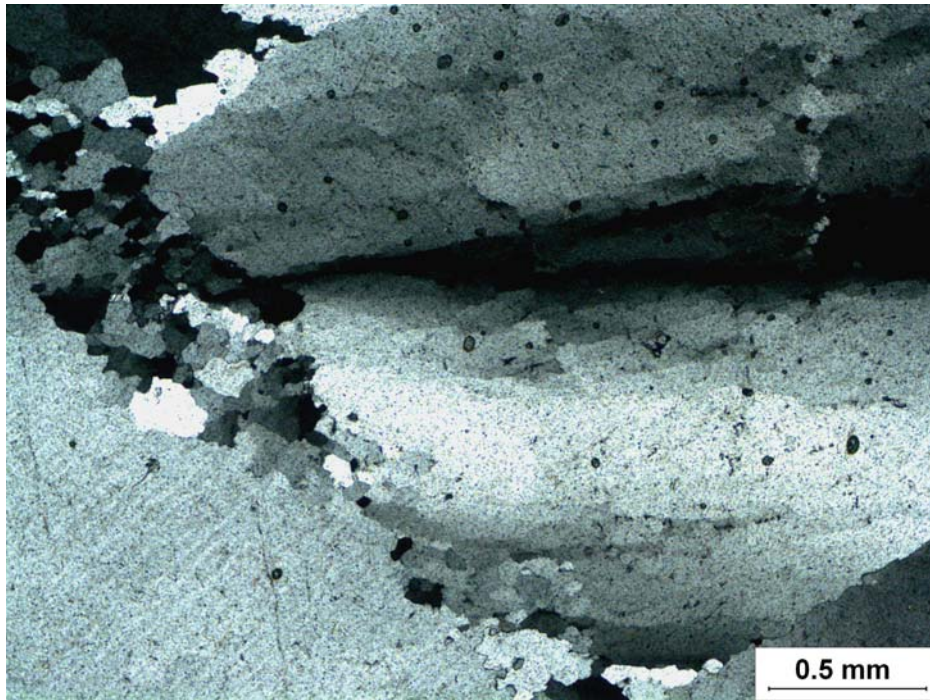


**97. ábra.** Szöveti részlet az SZ-24 mintából (Szendrői Fillit, Meszes, Kígyószögi-völgy).

Egyenes, gyengén ívelt, „egyensúlyi” szemcsehatárokkal érintkező, belső deformációt nem mutató kvarcaggregátum, amelynek mikroszerkezete statikus átkristályosodást jelez (vö. 86., 90, 98. ábrák). +N.

Az „egyensúlyi” kvarc-szövet mellett a kvarctelésekben és a durvább szemű homokkövekben helyenként az intrakristályos deformáció szöveti bélyegei is jól megfigyelhetők (98. ábra).





**98. ábra.** Szöveti részlet az SZ-58 mintából (kvarctelér a Szendrői Fillitből, Rakacaszend, Hideg-völgy). A nagy, eredeti szemcsékben erősen unduláló kioltás és nyúlt alszemcsék képződése figyelhető meg. A szemcseperemeken új, apró, szuturás határú, dinamikusán átkristályosodott szemcsék jelennek meg. +N.

A kvarctelérben észlelt kristályplasztikus deformáció (legalább részben) a telérek képlékeny deformáció előtti, vagy azzal kb. egyidős keletkezését jelzi. Ez jól egybevág GATTER & BOGNÁR (1987) fluid-zárvány vizsgálati eredményeivel, amelyek szerint a tanulmányozott minták döntő részében a kvarc pre-, illetve szintektonikus eredetű, s csak ritkábban észlelhető egy deformációt nem mutató, posztttektonikus, fennőtt kristályokat és ércásványokat tartalmazó generáció is. A fluidzárványok alapján kapott hőmérsékleti értékek javarészt a 350–470°C-os tartományba estek, ami jól egyezik ÁRKAI (1977, 1982, 1983) metamorf petrológiai adataival, és a kvarcerek metamorf eredetét támasztja alá.

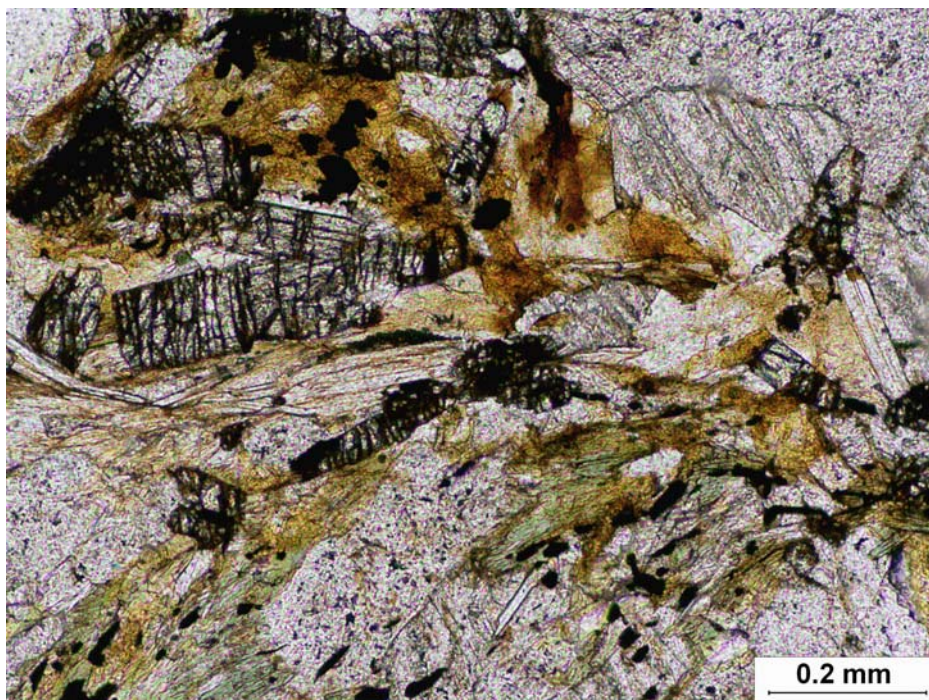
A kvarcban észlelt intrakristályos deformáció és dinamikus átkristályosodás javarészt még a metamorfózis csúcsa előtt, a prográd szakaszban történhetett ( $D_1?$ - $D_{2a}$ ), s így relikv deformációs szerkezeteket képviselnek a Szendrői-egységben. Ellenkező esetben ugyanis nem észlelhetnénk oly nagy mennyiségben statikus (termális) átkristályosodást jelző kvarcaggregátumokat. Számos mintában megfigyelhető továbbá, hogy a korai intrakristályos deformációt a magasabb hőmérsékletű átkristályosodás mintegy „kigyógyítja”, amelynek eredményeként a dinamikusán átkristályosodott, „varratos” szemcsehatárok „kisimulnak”. Mindazonáltal nem zárható ki, hogy kisebb mérvű intrakristályos deformáció a metamorfózis

retrográd ágán is fellépett a kvarcban ( $D_{2b}$ ), de a mikroszerkezeti megfigyelések alapján ez összességében nem jelentős. Az Upponyi-hegységben a kvarc szintektonikus, dinamikusan átkristályosodott szövete jól megőrződött (60. ábra), a statikus átkristályosodás hiánya ebben az esetben a metamorfózis alacsonyabb hőmérsékletét jelzi.

Összegzésül megállapítható, hogy a Szendrői-hegységben megfigyelt **mikroszerkezeti jellegzetességek összességükben** (gyakori statikusan átkristályosodott kvarcaggregátumok, elterjedt vastag, III és IV típusú ikrek (BURKHARD 1993) a nagyméretű, relikv kalcitkristályokban, a mátrix-kalcit átható szintektonikus átkristályosodása és nagyobb átlagos szemcsemérete) feltétlenül **magasabb hőmérsékletű metamorfózist jeleznek a Szendrői-egységben, mint az Upponyi-egységben**. Ez jól egyezik ÁRKAI (1977, 1982, 1983) és ÁRKAI et al. (1981) metamorf petrogenetikai vizsgálatainak eredményeivel.

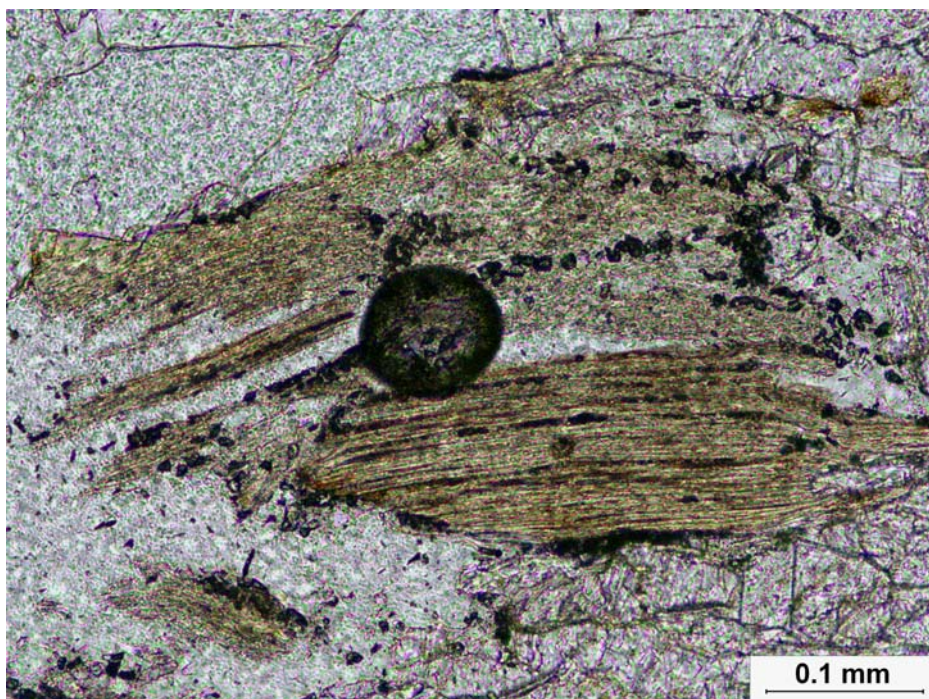
A **metamorf hatás magasabb hőmérsékletét** azonban nemcsak a fentebb bemutatott mikroszerkezeti bélyegek, hanem az **ásványos összetétel is tükrözi**. ÁRKAI (1982) az Abodi Mészki fúrás mintáiból (Abod-1, Edelény-476, Sajóalgóc-8) írt le metamorf eredetű, szín- és poszttektonikus biotitot és epidotot. Ezen ásványok saját, felszíni mintáimban is megfigyelhetők (99., 100. ábrák), néhol (pl. SZ-38b) kevés titanit is társul hozzájuk.

A biotit azonban nemcsak az Abodi Mészkióban, hanem a Szendrői Mészkió Formációban (pl. SZ-33, SZ-42), illetve a Szendrői Füllitben (pl. SZ-55, SZ-67, SZ-73) is megjelenik. E kőzetekben legtöbbször muszkovittal (és/vagy klorittal) egybenőtt, vékony, apró (<0,1–0,2 mm) lemezkéket alkot (101., 102. ábrák). Ritkábban nagyobb (0,2–0,6 mm), önálló, a palással párhuzamos szintektonikus, vagy arra szöggel ránövő poszttektonikus porfiroblasztok is előfordulnak. A biotit számos esetben zöld-zöldesbarna pleokroizmusú és többnyire erősen átalakult, amely optikailag változó mértékű fakultásban, illetve kloritosodásban jelentkezik.



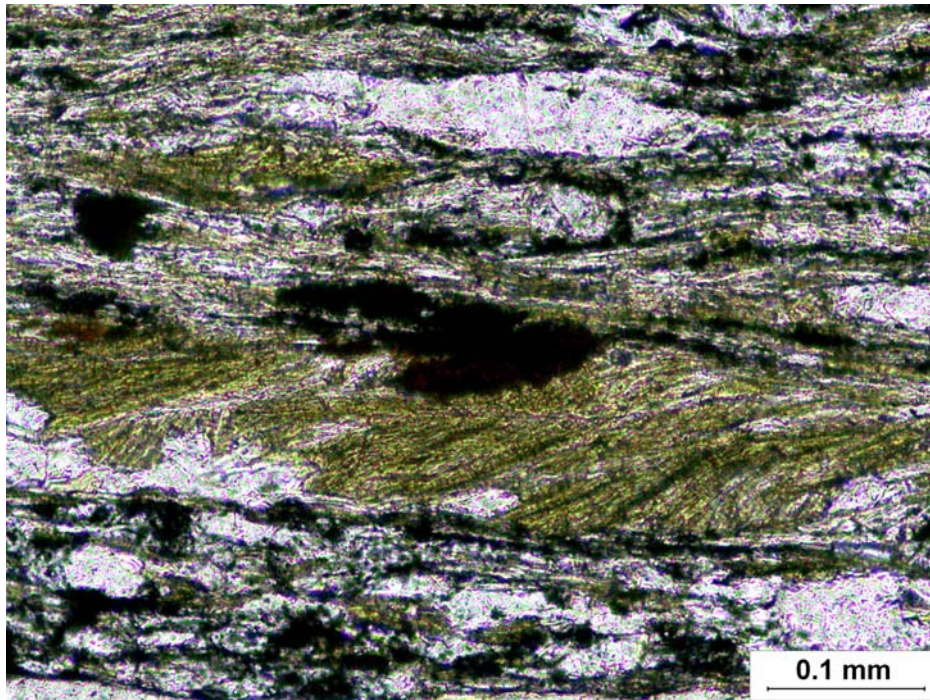
**99. ábra.** Szöveti részlet az SZ-19 mintából (Abodi Mészkö, Abod, Abodi-völgy K-i része).

Idiomorf, nyúlt, metamorf eredetű epidot és zoizit kristályok (nagy törésmutatójú szemcsék a kép bal felső részén) klorit (zöld szemcsék), muszkovit (színtelen) és erősen kloritosodott biotit (barnás-zöld szemcsék) kíséretében jól kristályos márványban. 1N.

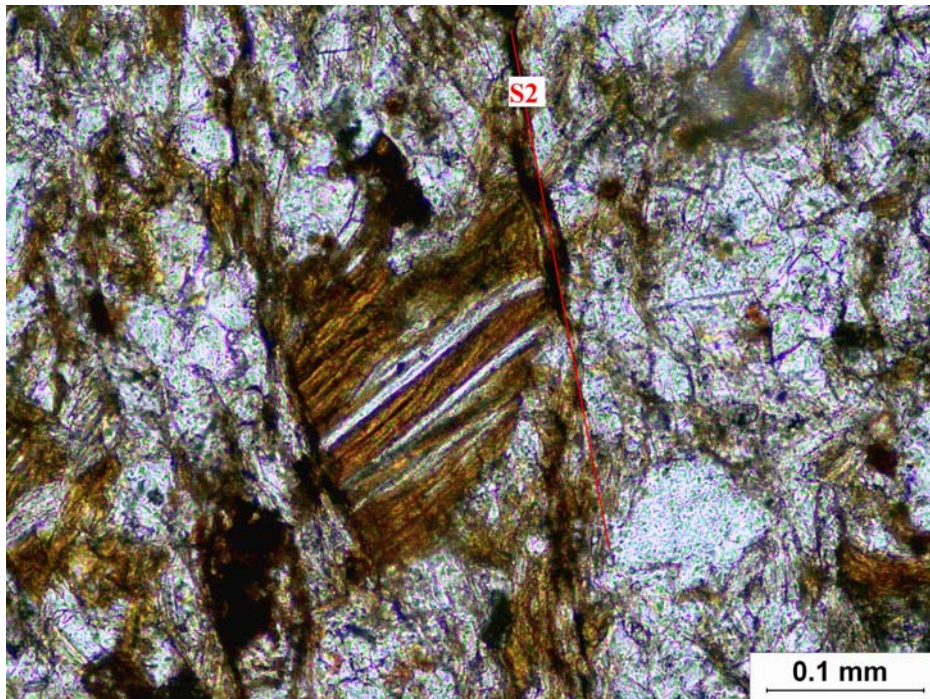


**100. ábra.** Szöveti részlet az SZ-38b mintából (Abodi Mészkö, Edelény, borsodi Várdomb).

Erősen fakult, a palássággal (kb. vízszintes) párhuzamos, szintektonikus biotit szemcsék jól kristályos márványban. 1N. (E minta az Edelény–476 jelű fúrás közelében található felszíni feltárásból származik.)



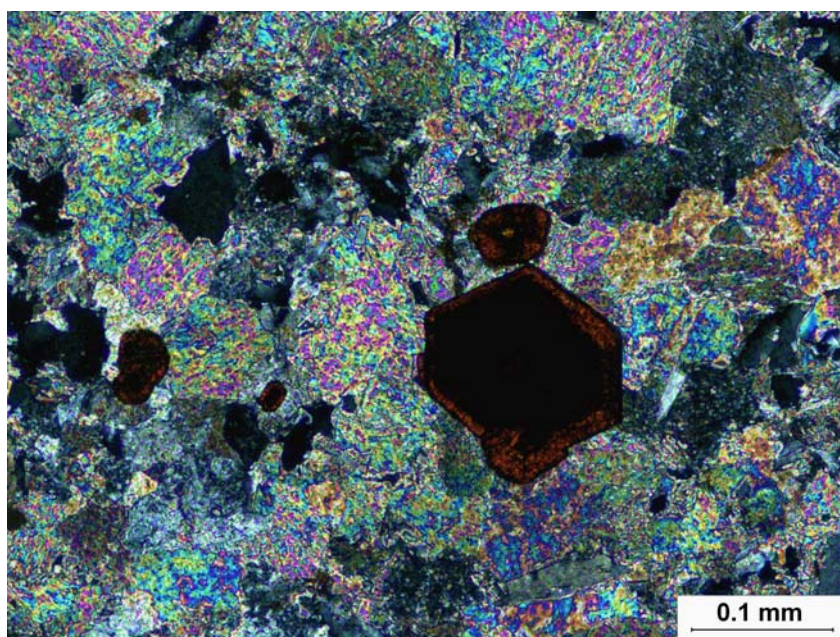
**101. ábra.** Szöveti részlet az SZ-42 mintából (Szendrőládi Mészke törmelékes betelepülése, Szakácsi Ny). Apró, palásságot alkotó, zöld biotit lemezekből és kevés muszkovitból álló kristályaggregátum homokkősáros agyagpalában. 1N.



**102. ábra.** Szöveti részlet az SZ-67 mintából (Szendrői Fillit, Szendrő, Köves-hegy). Igen finomszemű biotit és muszkovit lemezekék összenövése homokkősáros agyagpalában. A hasonló aggregátumokban a biotit utólag gyakran teljesen kloritosodott. 1N.

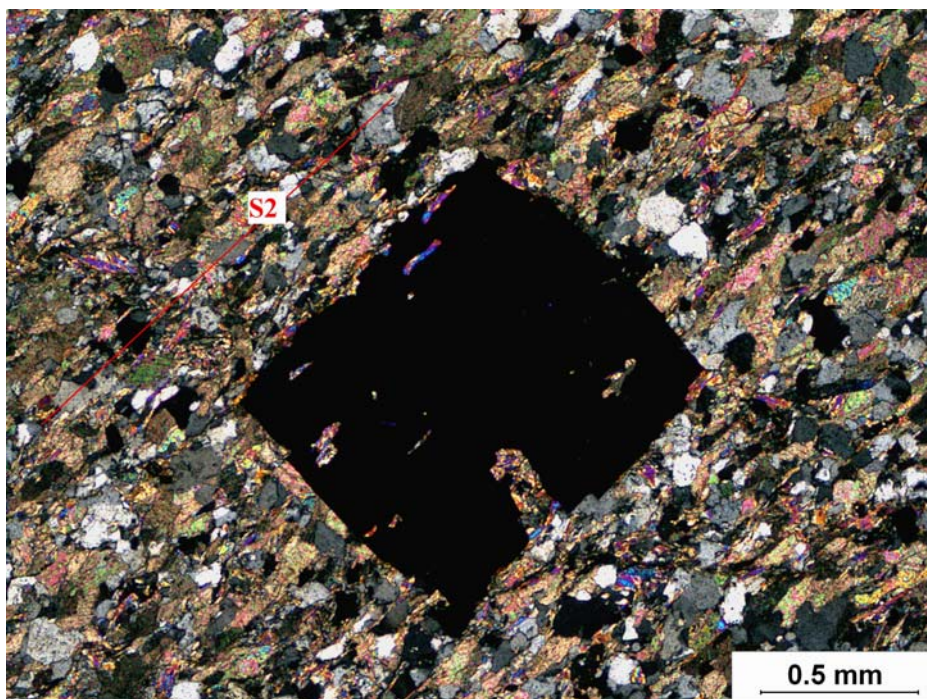
A vékonycsiszolatokban meglehetősen gyakori muszkovit-klorit aggregátumokat ÁRKAI (1977, 1982) javarészt törmelékes eredetű biotit átalakulásából származtatta. E muszkovit-klorit aggregátumok viszonylag magas modális részaránya, illetve az egyes mintákban (SZ-42, SZ-67) szintén nagy mennyiségben megjelenő (viszonylag) üde biotitok alapján azonban valószínű, hogy a biotit — számos esetben — metamorf eredetű. E mintákban a muszkovit-klorit aggregátumok a szöveti bélyegek alapján ezért a metamorf biotit retrográd átalakulási termékeinek tekinthetők. A biotit metamorf eredetét támasztja alá a Kb–1 fúrás kloritoid tartalmú fillitjében észlelt, többnyire erősen kloritosodott biotit jelenléte is (6.2. fejezet).

Az epidot és a biotit mellett az ércásványok (pirit, magnetit, hematit) egy részének szöveti jellegzetességei is metamorf eredetet jeleznek. Számos feltárásban (pl. Kakaskő, Gadna, rakacaszendi Délő-völgy, Köves-hegy, Felsővadász–1 fúrás) jól megfigyelhető, hogy a feltűnően idiomorf ércásványok jól fejlett, egyenes szemcsehatárokkal érintkeznek, illetve rázónek a többi ásványfázisra (103. ábra), helyenként pedig a palásság(ok) reliktumait magukba záró, poszttektonikus kristályokat alkotnak (104. ábra). Néhol a „főpalássághoz” (S<sub>2</sub>) képest pre- és/vagy szintektonikus, ércásványgeneráció is megfigyelhető (vö. 70. ábra). Ugyanakkor a vizsgált csiszolatokban nincs nyoma számottevő utólagos hidrotermális elváltozásoknak. A szöveti bélyegek alapján így az ércásványok jelentős része is metamorf eredetűnek minősíthető. A mikroszerkezeti bélyegek alapján (a palássághoz viszonyított pre-, szin-, illetve poszttektonikus jelleg szerint) az ércásványok képződésére több fázisban került sor. A poszttektonikus jelleget mutató ércásványgeneráció feltehetően kb. egyidős lehet poszttektonikus biotit és epidot keletkezésével.



**103. ábra.** Szöveti részlet az SZ-64 mintából (Abodi Mészkö, Szendrőlád, Kakaskő).

Idiomorf, zónás, poszttektonikus habitusú, vörös hematit kristályok (magnetit? után), amelyek a karbonátos mátrixra nőnek rá kvarctartalmú márványban. Az ércásványok szöveti jellegei metamorf eredetre utalnak, a kőzetben nincs nyoma hidrotermális elváltozásnak. +N.

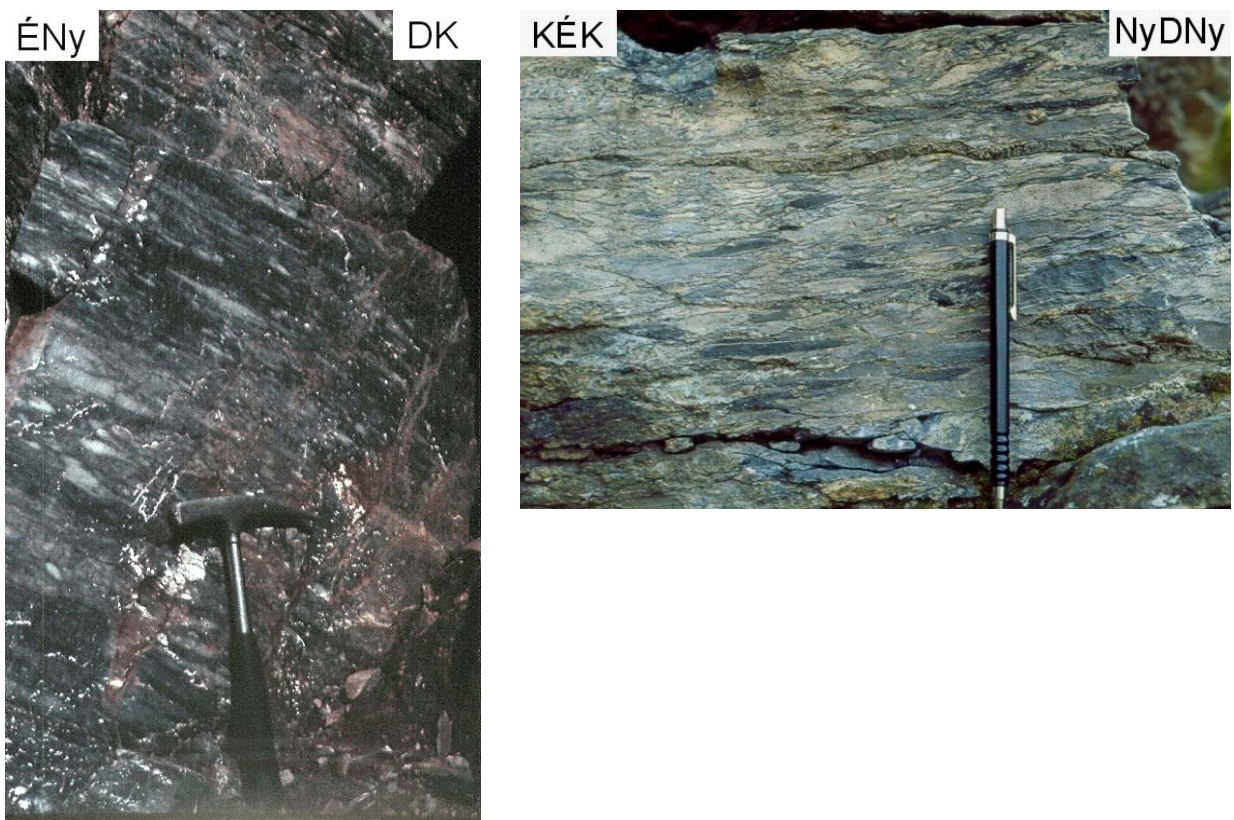


**104. ábra.** Szöveti részlet az SZ-47b mintából (Szendrői Fillit, Rakacaszend, Délő-völgy).

Idiomorf piritkristály meszes homokkőben. A piritszemcse a közetszerkezetet uraló palássággal ( $S_2$ , piros vonal) párhuzamos, apró csillámlemezkeket és kalcit szemcséket zár magába. A pirit körül pre- vagy szintektonikus képződésre utaló nyúlványok nem figyelhetők meg. A mikroszerkezeti bélyegek a pirit  $S_2$  palássághoz viszonyított poszttektonikus vagy késői szintektonikus képződését jelzik. +N.

### 5.5.2.3. A képlékeny alakváltozás geometriai jellegzetességei

A képlékeny alakváltozás vizsgálatának alapelvei, menete és az eredmények ábrázolási módja teljesen megegyezett az Upponyi-hegység esetében leírt eljárással (5.4.2.3. fejezet). Az alakváltozás vékonycsiszolatos meghatározására elsősorban a hegység É-i részén feltárt, jól átkristályosodott, homogén és viszonylag durva szemcseméretű márványokban (Rakacai Márvány, Abodi Mészkö) nyílt lehetőség, amelyek közül a határozott szemcsealaki irányítottságot tükröző mintákat választottam ki (vö. 5.5.2.2. fejezet). Az alakváltozás kézipéldányon történő közvetlen meghatározására a Szendrői-hegységben is csak igen kevés irányított minta volt alkalmas (105. ábra), s a mérhető elemek kis számából következően ezen adatok itt is csak közelítő becslésnek tekinthetők, amelyek főként az eltérő vizsgálati mérettartományok adatainak összevetését segítik elő. A kézipéldányokon (minden esetben karbonátos kőzetek) deformált karbonátos anyagú klasztok-lencsék hossz- és rövidtengelyeinek arányait határoztam meg.



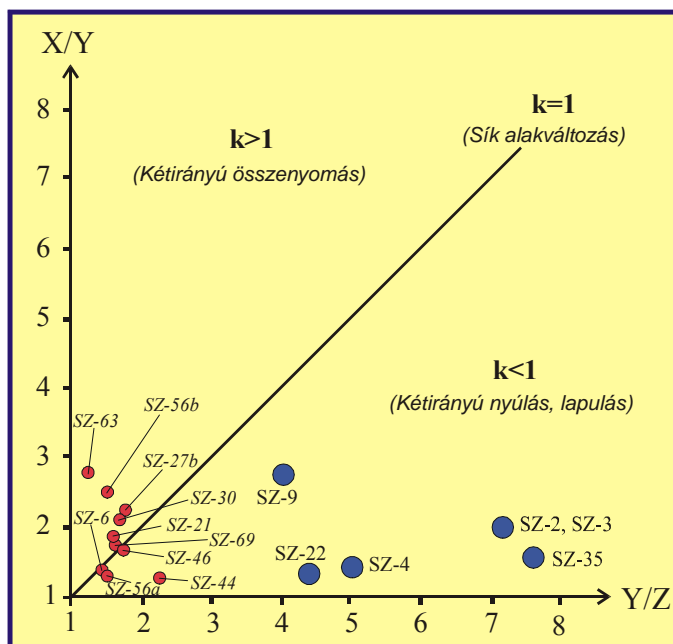
**105. ábra. Példák a makroszkópikus léptékű képlékeny alakváltozásra a Szendrői-paleozoikumból.**

Bal oldalon: a palásság (közepes szöggel jobbra dől) szerint ellapított, világos, viszonylag durvakristályos kalcitlencsék kékesszürke mátrixban. Rakacai Márvány, Kopasz-hegyi kőfejtő. Jobb oldalon: erősen lapított, uralkodóan mészsanyagú olisztolitok meszes mátrixú olisztosztrómából. A palásság (a metszetben kb. vízszintes) szerint ellapított klaszterek tengelyaránya elérheti az 1:10-et. A merőleges (~ÉÉNy-DDK-i) metszeteken hasonlóan erős lapítottság észlelhető, ami az olisztolitok összességében véve diszkoszzerű alakjára utal. Szendrői Fillit, Királykút.

A vizsgálati eredmények értékelésekor természetesen figyelmebe vettem a terepi észleléseket is, jóllehet a vizsgált objektumok méretéből és a feltárások orientációjából adódóan gyakran csak egy metszetben (többnyire közelítően az  $x$ -z vagy  $y$ -z) lehetett észlelni az alakváltozást. Az eredményeket a Flinn-diagramban ábrázoltam (106. ábra).

Az eltérő vizsgálati mérettartományok adatainak összehasonlításából jól kitűnik, hogy a Szendrői-hegységben is lényegesen eltérnek a szemcseszintű és a makroszkóposan megfigyelhető alakváltozás abszolút értékei (106. ábra). A kézipéldányok és feltárások esetében az alakváltozást legszembetűnőbben tükröző  $x$ :z, illetve  $y$ :z arány általában meghaladja az 4:1-et (legtöbbször 5:1 és 8:1 közt mozog), és helyenként akár 8–10:1 (pl. Délő-völgy, PÉRO in: HERMESZ 1990), vagy még ezt is meghaladó tengelyarányú alakváltozás észlelhető. Az alakváltozás geometriai jellegét döntően a palásság szerinti erős lapulás szabja meg (105. ábra), ami jól megfigyelhető pl. a Rakaca D-i szomszédságában levő Veskő-hegy

diszkosz-alakú olisztolitjain a Szendrői Fillitben. Az irányított minták adatai ugyancsak lapulást ( $k < 1$ ) jeleznek (106. ábra). A lapulás döntően az  $F_1$  gyűrődés kései szakaszához köthető, hiszen a palásság a redők tengelysíkjaival egyezik meg (vö. 5.5.1. és 5.5.2. fejezetek).



106. ábra. Képlékeny alakváltozás adatai a Flinn-diagramban a Szendrői-hegységből.

A kék körök a kézipéldányokon meghatározott alakváltozást jelentik, a piros körök a vékonycsiszolatokban észlelt szemcseléptékű deformációt képviselik. A körök az egyes metszetekben meghatározott átlagos arányt jelzik. A makroszkópos léptékben észlelhető alakváltozás lényegesen nagyobb, mint a szemcseléptékű alakváltozás (vö. 62. ábra).

Egyes feltárásokban (pl. Királykút, Kanyica-völgy KÉK-i szakasza) a palássági felületeken a metszési vonalassággal párhuzamosan elnyúlt elemek láthatók (64. ábra), ami arra utal, hogy a legnagyobb deformációs tengely (X) helyzete kb. megegyezik a redőtengelyekével. Ilyen megnyúltság azonban csak ritkán észlelhető, amiből az következik, hogy a deformációs ellipszoid X és Y tengelye közt többnyire csak kis eltérés van.

A vizsgált vékonycsiszolatokban az egyedi ásványszemcsék tengelyarányai ugyanakkor lényegesen kisebbek, és — az Upponyi-egységhez hasonlóan — jellemzően 1,5:1 és 3:1 (max. 4–5:1) között mozognak a legelnyúltabb alakokat tartalmazó  $x$ - $z$  metszetben. Az erősen eltérő szemcse szintű és makroszkópos alakváltozási adatok azt jelzik, hogy a karbonátos kőzetek esetében az egyedi ásványszemcsék megfigyelt kristályplasztikus deformációjából (ikresedés, diszlokációs kúszás, átkristályosodás) nem vezethető le a kőzet teljes alakváltozása. Mivel a Szendrői-egység karbonátos mintáiban a szemcse szintű megnyúlás rendszerint jelentősen eltér az  $F_1$  redőkhöz kötődő metszési vonalasság irányától és a felülbélyegzési kritériumok alapján annál fiatalabb szerkezeti elem (5.5.2.1. fejezet), ezért a különböző vizsgálati mérettartományokban erősen eltérő alakváltozási adatok eltérő deformációs eseményeket tükröznek vissza. A makroszkópos markerek még az idősebb deformáció(k) nyomait tükrözik ( $D_{1(?)}$ -2a), míg a szemcseléptékű irányítotttság már a fiatalabb egyszerű nyírásos eseményt



rögzíti ( $D_{2b}$ ). Mivel ez utóbbi egy-két kivételtől eltekintve (pl. SZ-33) általában nem eredményezi szabad szemmel is jól észlelhető megnyúlás kialakulását és a korábbi szöveti elemek markáns transzpozícióját, ezért e deformáció összességében nem módosítja lényegesen a makroszkópikus léptékben jellemző korai  $D_{(1)-2a}$  szerkezeteket. A mikroszerkezet intenzív transzformációját a kalcit nagyfokú átkristályosodási „készsége” magyarázza (SCHMID et al. 1987). Ugyanakkor a pelites kőzetekben a szemcseszintű megnyúlás javarészt még a  $D_{(1)-2a}$  eseményekhez tartozó — a fő  $F_1$  redőtengelyekkel párhuzamos — irányítottságot mutatja, amely megegyezik a karbonátos kőzetek makroszkópikus markereinek (helyenként észlelhető) irányítottságával.

A mikroszkóposan meghatározott alakváltozási adatok a sík deformációt reprezentáló egyenes ( $k=1$ ) közelébe esnek (106. ábra). A palássággal párhuzamos ( $x-y$ ) csiszolatokban a jellemző tengelyarány általában 1,2:1 és 2,5:1 között változik, míg a szemcseszintű megnyúlással párhuzamos és a palásságra merőleges ( $x-z$ ) metszetekben ennél erősebb alakváltozás észlelhető: a tengelyarányok 2:1 és 4:1 közöttiek. A fentiekől viszonylag jelentősebben csak az SZ-63 minta tér el, amelynek palássággal párhuzamos ( $x-y$ ) és a megnyúlással párhuzamos és a palásságra merőleges ( $x-z$ ) metszeteiben csak gyenge az eltérés a szemcsék alakjában (~3:1, illetve 3,2–3,5:1). Az elemzett mintákban — egy kivétellel — jól fejlett „ferde palásság” észlelhető (5.5.2.2. fejezet). Az egyszerű nyírást igazoló mikroszerkezet összhangban van a szemcseszintű alakváltozási adatokkal (vö. 5.4.2.3. fejezet), hiszen az egyszerű nyírás a sík deformáció ( $k=1$ ) egyik speciális esetét képviseli. Ebből következően a vizsgált karbonátos kőzetek mikroszerkezete elsősorban a  $D_{2b}$  eseményt tükrözi.

#### **5.5.2.4. A mikrotektonikai vizsgálatok eredményeinek összefoglalása**

A Szendrői-egységben a főpalásság síkjában észlelt megnyúlás iránya jelentősen eltér karbonátokban és a sziliciklasztos kőzetekben, így e szerkezeti elem térbeli helyzete összességében bonyolultabb képet mutat, mint az Upponyi-egységben (5.4.2.4. fejezet). A metahomokkövekben és agyagpalákban a mikroszinten domináns megnyúlás iránya — akár csak az Upponyi-egységben — uralkodóan párhuzamos a metszési vonalassággal (illetve a fő  $F_1$  redőtengelyekkel), vagyis jórészt (K)ÉK-(Ny)DNy-i irányítottságú. Ha a feltárásokban és kézipéldányokon szabad szemmel közvetlenül is észlelhető a megnyúlás (ami igen ritka), akkor az — függetlenül az anyagi adottságoktól — javarészt ugyanilyen irányú. Ugyanakkor a karbonátos kőzetek csoportjában a szemcseszintű megnyúlás iránya általában lényegesen eltér a metszési vonalasságtól és a palásság dőlésirányához áll közel. A leggyakoribb DK-i

dőlésirány esetében ez általában közepes szöggel D-i irányba dőlő megnyúlást jelent. Ez az irányítottság deformálja („felülbélyegzi”) a metszési vonalassággal párhuzamos szöveti elemeket, tehát ahhoz képest fiatalabb szerkezeti elem.

A megnyúlási és a metszési vonalasság egymáshoz viszonyított helyzete mindkét litológiai csoportban igen konzekvens geometriai viszonyt jelez. Ebből az következik, hogy egyrészt e szerkezeti elemek képződése megelőzte a palásság elsődleges, uralkodóan (D)DK-i, dőlésirányának módosulásához vezető későbbi deformációs eseményeket, másrészt pedig ezen utólagos deformációk csak ritkán jártak együtt számottevő mértékű belső deformációval.

Az alakváltozás mértéke a Szendrői-egységben is lényegesen eltér a különböző vizsgálati tartományokban: a kézipéldányokon és feltárásokban észlelt alakváltozás lényegesen nagyobbak adódik, mint a szemcseszintű, kristályplasztikus deformáció. A szabad szemmel megfigyelhető képlékeny alakváltozásra döntően a palásság síkjában végbement erős lapulás jellemző ( $k < 1$ ). A lapulásos jellegű alakváltozást jelzi az is, hogy a (jellemzően) jól fejlett palásság síkjában a terepen csak elvétve tapasztalható határozott megnyúlási vonalasság (S-L tektonit). Mivel a palásság kialakulása az  $F_1$  gyűrődéshez (annak kései szakaszához) köthető, ezért a közetszerkezetet uraló lapultság szintén e deformációs eseménnyel egyidős.

A rétegzéssel párhuzamos első palásság síkjában észlelhető lapultság egy korábbi deformációhoz (redőződés, és/vagy takaróképződés?) kapcsolódik, amelyről az intenzív transzpozíció miatt csak kevés információ áll rendelkezésre.

A szemcseszintű alakváltozási adatok a Flinn-diagramban a  $k=1$  egyenes (sík deformáció) közelébe esnek, ahová geometriailag az egyszerű nyírás is tartozik. Az elemzett vékonycsiszolatokban megfigyelt „ferde palásság” a deformáció egyszerű nyírásos jellegét igazolja, ami tehát jól egyezik a szemcseléptékű alakváltozási adatokkal. E deformáció fiatalabb, mint a makroszkopikus markerek által jelzett lapulás, hiszen a szemcseszintű megnyúlás deformálja a gyűrődéssel egyidős, a metszési vonalassággal párhuzamos szöveti elemeket. A makroszkopikus és szemcseszintű alakváltozás feltűnően eltérő mértéke és a karbonátokban különböző irányítottsága tehát többfázisú képlékeny deformációt tükröz.

Az irányított minták palásságra merőleges és szemcseszintű megnyúlási vonalassággal párhuzamos ( $x-z$  irányú) metszeteiben számos esetben figyelhetők meg egyszerű nyírást jelző mikroszerkezetek, amelyek főként a karbonátos kőzetekben elterjedtek. A terepi megfigyelések szerint e minták azonban nem származnak számottevő mértékű nyírással jellemezhető milonitos övekből. A képlékeny nyírások javarészt É-i vergenciájú feltolódások (többkevesebb balos komponenssel), amelyek a többnyire közepes dőlésszögű palásság mentén

történtek. A palásság utólagos deformációjából következően a feltolódásos nyírások egy része jelenlegi helyzetében — formálisan — É-i irányú normál vetőnek adódik. Kisebb számban fordultak elő — eredeti helyzetben — kb. ÉK-DNy-i balos nyírások, amelyek a Szendrői-hegység (NY)ÉNy-i részén jellemzők.

A mikroszerkezeti vizsgálatok szerint e nyírások javarészt az  $F_1$  gyűrődéseket követték, illetve esetleg annak kései szakaszához kapcsolódhattak ( $D_{2b}$ ). A gyűrődéssel egyidejű nyírás csak elvétve igazolható. Az egyszerű nyírást jelző karbonátos minták mikroszerkezete — a földrajzi helyzettől és a nyírás jellegétől függetlenül — igen hasonló termodinamikai feltételek mellett lezajlott deformációt jelez a metamorfózis viszonylag magas hőmérsékletű szakaszában ( $\sim \geq 300^\circ\text{C}$ ). Ez arra utal, hogy (közel) egyidejű eseményekről van szó. A metszési vonalassággal kb. azonos helyzetű, ritkán észlelhető makroszkópos megnyúlással párhuzamosan és a palásságra merőlegesen elvágott metszetekben egyszerű nyírásos szerkezeteket nem észleltem, ami a makroszkópos markerek által kijelölt megnyúlás és a sziliciklasztos kőzetek jellemző szemcseléptékű irányítottágának koaxiális eredetét jelzik ( $D_{2a}$  és/vagy  $D_1$ ).

A Szendrői-egységben a mikroszerkezeti bélyegek összessége és a helyenként megjelenő metamorf eredetű epidot-klinozoit, biotit és ércásványok magasabb hőmérsékletű metamorfózist jeleznek, mint az Upponyi-egységben. Ez jól egyezik ÁRKAI (1977, 1982, 1983) metamorf petrogenetikai vizsgálatainak eredményeivel.

A mikrotektonikai és terepi vizsgálatok összegzéseként az alábbi képlékeny deformációs események különíthetők el:

**$D_1$ :** Rétegzéssel párhuzamos első palásság ( $S_{0-1}$ ) kialakulása. E deformáció az  $S_{0-1}$ -rétegpárhuzamos palásságban megőrződött redőmaradványok alapján egy korai gyűrődéssel hozható kapcsolatba.

**$D_{2a}$ :** A rétegzéssel párhuzamos első palásság ( $S_{0-1}$ ) (K)ÉK-(Ny)DNy-i tengelyirányú gyűrődése ( $F_1$ ). Ennek során jött létre a redők tengelysíkjaival megegyező helyzetű „főpalásság” ( $S_2$ ), amellyel párhuzamosan erős lapultság észlelhető. Az intenzív transzpozíció következtében  $S_{0-1}$  és  $S_2$  gyakran — terepen és vékonycsiszolatban egyaránt — elkülöníthetetlen szerkezeti elemekké váltak.

**$D_{2b}$ :** A redőződést képlékeny, É-ias vergenciájú (a palásság dőlésirányának függvényében ÉK és NyÉNy közötti), gyenge balos komponensű feltolódások, illetve balos nyírások követték. E nyírások kb. egyidejűek és viszonylag magas hőmérsékleten ( $\geq 300^\circ\text{C}$ ), de már a metamorfózis termális csúcsa után történtek a mikroszerkezeti bélyegek szerint.

**D<sub>3</sub>:** Az F<sub>1</sub> gyűrődéshez képest kevésbé intenzív és alacsonyabb hőmérsékletű redőződés (F<sub>2</sub>), amelyhez az S<sub>3</sub> krenulációs palásság lokális kialakulása kapcsolódott. Az F<sub>2</sub> redők irányítottsága az F<sub>1</sub> gyűrődésekhez hasonló, s néhol a korábbi szerkezetek jelentős reorientációját idézték elő.

**D<sub>4</sub>:** Késői, meredek tengelyű kink-redők képződése újabb palássági generáció létrejötte nélkül. E redők félig képlékeny, leggyakrabban (É)ÉNy-(D)DK-i irányú nyírozónákhoz kapcsolódtak.

## 6. Két új kloritoidpala előfordulás

Vizsgálataim során két eddig ismeretlen — hazai viszonylatban kőzettani ritkaságnak számító — kloritoidpala írtam le szerzőtársaimmal (KOROKNAI et al. 2000b, 2001a, 2003). E fejezetben az új előfordulások legfontosabb (mikro)szerkezeti és metamorf kőzettani vizsgálati eredményeit foglalom össze, hiszen ezen adatok a vizsgált egységek tektonometamorf fejlődésének rekonstrukciója szempontjából is meghatározó jelentőségűek.

### 6.1. Szerkezeti jellemzők

Az egyik kloritoidpala az Upponyi-hegység Rágyincsvölgyi Homokkőéből származik (*I. Függelék*), amelyből először NOSKENÉ FAZEKAS (1973) publikált — törmelékes eredetűnek minősített — kloritoidot. A kloritoidpala ebben az előfordulásban dm-es nagyságrendű, a környező metahomokkőhöz képest jóval sötétebb színű, masszív megjelenésű, kisebb blokkokat-lencsákat alkot a Rágyincsvölgyi Homokkőben (*107. ábra*).



**107. ábra.** Az upponyi és szendrői kloritoidpala előfordulások fotói.

Bal oldalon: kékesfekete kloritoidpala blokk a világosszürke Rágyincsvölgyi Homokkőben (Upponyi-hg., Rágyincs-völgy). A laposabb felületek a homokkő rétegzését ( $S_{0-1}$ ), a meredek síkok pedig a palásságot ( $S_2$ ) jelzik. Jobb oldalon: sötét zöldesszürke aleurolitsávos (felül) fillit a Kb-1 mélyfúrásból (742 m), polírozott felület. A kép magassága kb. 5 cm.

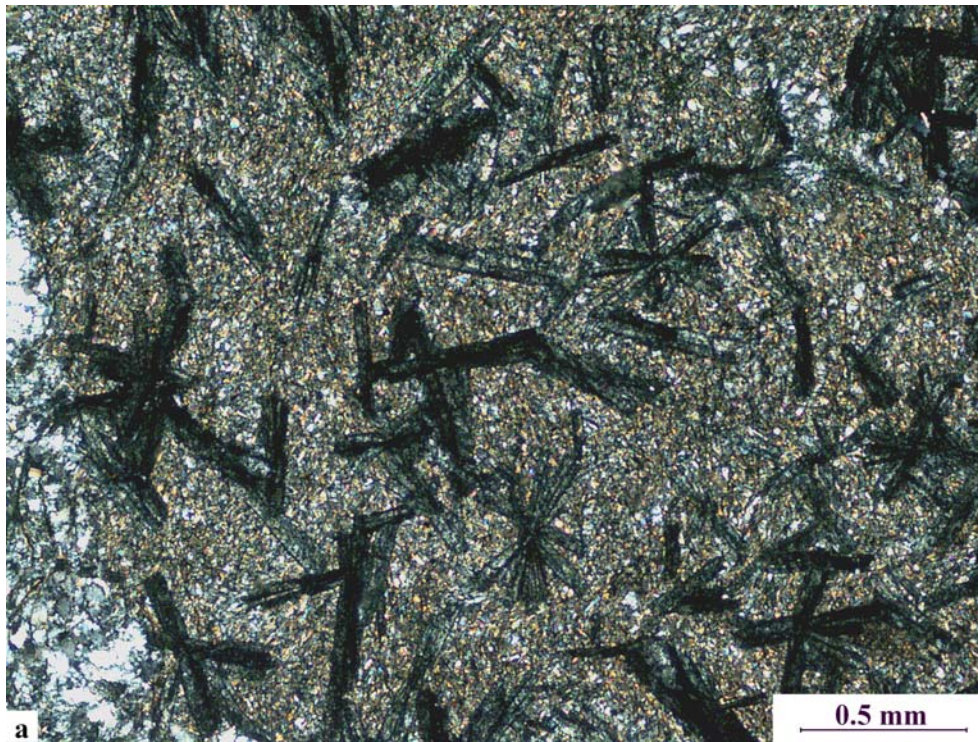
A másik kloritoidpala a Sajótól D-re mélyült, Kazincbarcika–1 (Kb–1) termálvízkutató mélyfúrás (1997) magmintájából került elő (742,0–742,4 m), és PELIKÁN P. bocsátotta rendelkezésemre további vizsgálatra. E fúrás oligocén kőzetek (Egri F.) alatt 706,7–757,0 m közt harántolt alaphegységi képződményeket. A feltárt kőzetek (harántpalás, homokkősávos fekete fillit) litológiai szempontból a Szendrői Fillittel korrelálhatók (107. ábra).

Mindkét előfordulás egyik legfontosabb mikroszerkezeti jellemzője, hogy a meglepően nagy modális részarányú (kb. 25–40 V%), idiomorf, deformációt egyáltalán nem mutató, léces kloritoid kristályok a harántpalás kőzetek mindkét palásságához ( $S_{0-1}$ ,  $S_2$ ) képest jellemzően poszttektonikus helyzetűek (108. ábra), tehát meghatározóan a palásságokat létrehozó képlékeny deformációs fázisok után képződtek. A Kb–1 fúrás mintájában ritkábban az  $S_2$  palássághoz viszonyítva késői szintektonikus növekedést mutató, a palássággal párhuzamos helyzetű kloritoidszemcse is megfigyelhető, amelyek a kloritoid-képződés korai szakaszát képviselhetik.

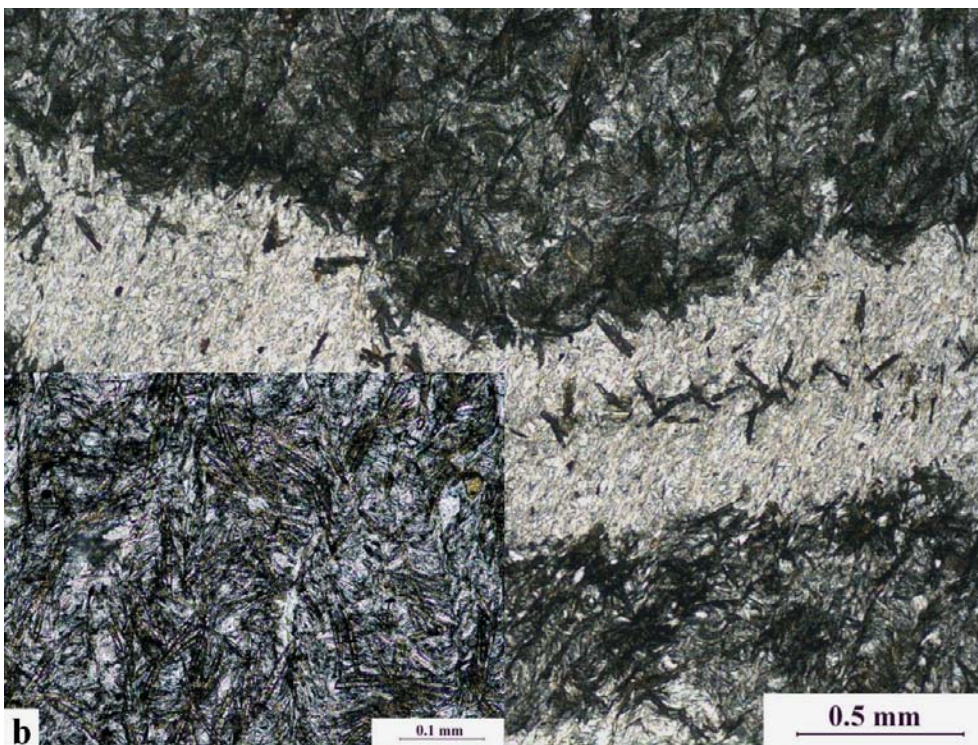
Az Upponyi-hegységben a kloritoidpala-lencsét tartalmazó Rágyincsvölgyi Homokkő és a környező aleurolitpalák kloritoid szemcséi szintén poszttektonikus keletkezést jeleznek a kőzetek palásságaihoz képest (ÁRKAI et al. 1981, IVANCSICS & KISHÁZI 1983, KOROKNAI et al. 2001), ami bizonyítja ezen kőzetek közös szerkezeti és metamorf fejlődését. A kloritoidpala a metamorfózis előtt kisebb agyagos lencsét, vagy esetleg a képlékeny deformáció során erősen hurkásodott vékony rétegeket alkotott a jól rétegzett homokkőben.

ÁRKAI (1982) ugyancsak (késői) szintektonikus, illetve dominánsan poszttektonikus képződést írt le a Szendrői-paleozoikum egyes — a metamorfózis maximális hőmérsékletű szakaszához kapcsolható — ásványaira (epidot, biotit). Ilyen szöveti relációt néhány mintában (SZ-19, SZ-33, SZ-42, SZ-73) magam is megfigyeltem (5.5.2.2. fejezet). Ez jól egyezik az újabb kloritoidpala előfordulás mikroszerkezeti viszonyaival, ahol a kloritoid ugyancsak a metamorfózis hőmérsékleti maximuma körül képződött, döntően poszttektonikus eredetű fázist képvisel. A korábban említett poszttektonikus ércásvány-generáció (magnetit, pirit, hematit) képződése a szöveti kép alapján — legalább részben — szintén kapcsolódhatott a metamorf folyamatokhoz (5.5.2.2. fejezet).

108. ábra. Kloritoidpalák szöveti képe.

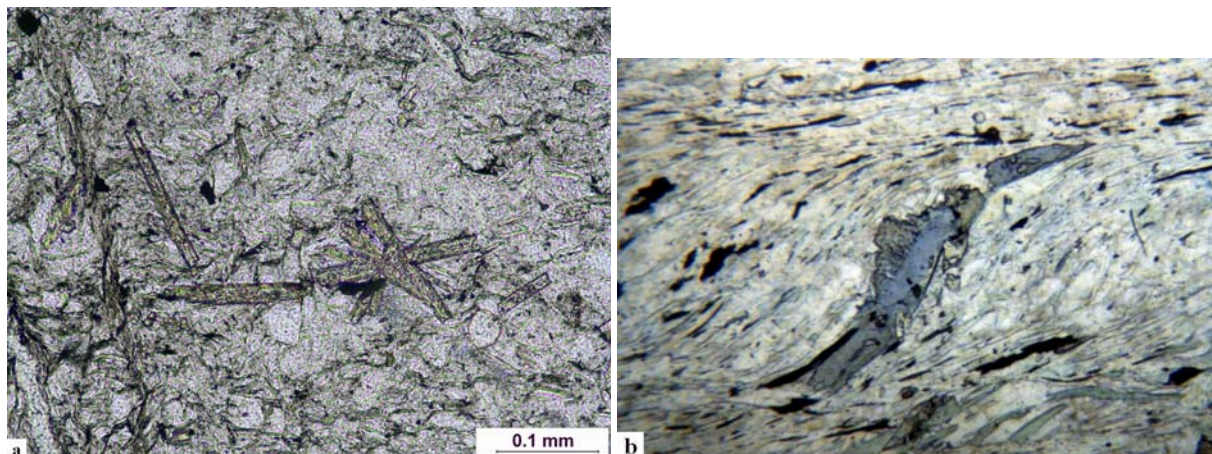


(a) Idiomorf, léces poszttektonikus kloritoid kristályok és kristályaggregátumok igen finomszemű muszkovit-kvarc mátrixban az upponyi előfordulásból (Rágyincs-völgy). A kép bal szélén dinamikus átkristályosodást mutató kvarcér látható. +N.



(b) Idiomorf, léces kloritoid kristályok (nagy törésmutatójú, sötét árnyalatú szemcsék) a szendrői mintából (Kb-1, 742,2 m). A kloritoid jelentősen feldúsul a sötétebb árnyalatú, eredetileg pelites anyagú sávokban (l. kivágat a bal alsó sarokban), míg a világosabb, eredetileg homokosabb rétegben (középen) jóval kisebb mennyiségben van jelen. 1N.

A tágabb földtani környezetből hasonló szöveti megjelenésű kloritoid (109a. ábra) ismeretes a dél-szlovákiai Brusník–1 fúrás karbon fillit (Turiec F., Tornai-egység?) mintáiból is (VOZÁROVÁ & VOZÁR 1992). Éles viszont a mikroszerkezeti különbség a Veporikum alpi metamorfózist szenvedett, permo-mezozoos fedősorozatából (Föderata-egység) leírt pre- és szintektonikus kloritoidot tartalmazó paláihoz (109b. ábra) képest (LUPTÁK et al. 2000).



**109. ábra. Összehasonlító szöveti mikrofotók dél-szlovákiai kloritoidpala előfordulásokból.**

(a) Rozettás és önálló, idiomorf, nem deformált, poszttektonikus kloritoid szemcsék (sárgás árnyalatú, nagy törésmutatójú kristályok) a Brusník-1 fúrás (59-60 m) harántpalás fillitjéből. 1N. (b) Jobbos nyírás (S-C szerkezet) által deformált, pretektonikus kloritoid kristály (LUPTÁK et al. 2000) a Veporikum alpi metamorfózist szenvedett, permomezozoos fedősorozatából (Föderata-egység). 1N.

## 6.2. Ásvány- és kőzettani jellemzők

A kloritoidpalák vékonycsiszolatos vizsgálata mellett — a teljes ásványos összetétel, illetve az egyes ásványok kémiai összetételének kvantitatív meghatározása céljából — sor került nagyműszeres vizsgálatokra (röntgen pordiffrakció, elektron-sugaras mikroanalízis) is. E méréseket az MTA Geokémiai Kutatólaboratóriumában HORVÁTH PÉTER és NÉMETH TIBOR végezték. Az upponyi mintából a mikroszondás mérések hullámhossz-diszperzív spektrométerrel (WDS) felszerelt JEOL JXCA-733 elektron-mikroszondán történtek, 15 kV gyorsítófeszültség, 40 nA mintaáram, 5-10  $\mu\text{m}$  mintasugár és 5 s-os mérési idő mellett (KOROKNAI et al. 2001a). A mátrixhatások korrigálására a ZAF korrekcióval került sor. Az újabb mikroszondás mérésekre (Kb–1 fúrás mintája) Oxford INCA 200 típusú energia-diszperzív spektrométerrel (EDS) segítségével került sor, 15 keV gyorsítófeszültség, 4 nA mintaáram, valamint 5-10  $\mu\text{m}$  mintasugár mellett. A mátrixhatások korrigálására a PAP korrekciót alkalmaztuk. A kationszámok számítása a mért oxidos összetételekből a HARANGI SZABOLCS (ELTE, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest) által írt Minprog program segítségével történt. Az elemzések adatait és az ezekből számított kationszámokat a 4. táblázat



foglalja össze a fejezet végén. A röntgen vizsgálatok Philips PW-1730 diffraktométerrel készültek, 45 kV feszültséggel és 35 mA csőárammal, grafit monokromátort és Cu-K $\alpha$  sugárzást alkalmazva, 1°-os divergenciarés és 1°-os detektorrés mellett. A felvételek elkészítésére a 3–70° 2 $\Theta$  tartományban, 0,05° 2 $\Theta$  lépésközönként, 1 mp-es beütési idővel került sor.

A vékonycsiszolatos és a röntgen-diffrakciós vizsgálatok szerint **a kloritoidpalák teljes ásványos összetétele hasonló**, de néhány fontos eltérés is megfigyelhető (2. táblázat). Mindkét előfordulásban fő kőzetalkotó a kvarc, a kloritoid és a K-világos csillám (muszkovit). A Kazincbarcika–1 fúrásból származó kloritoidpala a felsoroltak mellett kőzetalkotó mennyiségben tartalmaz kloritot és kevesebb paragonitot is. A fénymikroszkópos megfigyelések szerint a klorit részben biotit átalakulási termékét képviseli, amit a mikroszondás vizsgálatok is alátámasztottak: az erősen kloritosodott biotitokban relatíve magas Si tartalom észlelhető — több-kevesebb K kíséretében. A főbb ásványfázisokhoz mindkét esetben kismennyiségű plagioklász (albit), hematit és goethit társul. A Kb–1 mintában figyelemre méltó a rutil (1-2 %) mennyisége is, amelynek jelenléte az upponyi mintában is valószínűsíthető a röntgenes vizsgálatok alapján.

| <i>Minta</i>                  | <i>muszkovit</i> | <i>klorit</i> | <i>kloritoid</i> | <i>kvarc</i> | <i>hematit</i> | <i>goethit</i> | <i>rutil</i> | <i>plagioklász</i> | <i>paragonit</i> |
|-------------------------------|------------------|---------------|------------------|--------------|----------------|----------------|--------------|--------------------|------------------|
| Upponyi-hg.,<br>Rágyincsvölgy | 10-15            | –             | ~30-35           | 40-45        | –              | –              | <1           | 5                  | –                |
| Kb-1<br>teljes minta          | 18               | 10            | 15               | 50           | 2              | ny             | 1            | 2                  | 2                |
| Kb-1<br>>10 $\mu$ m           | 18               | 10            | 25               | 35           | 10             | ny             | ny           | 1-2                | 1-2              |
| Kb-1<br>2-10 $\mu$ m          | 12               | 20            | 30               | 25           | 3              | 2              | 1-2          | 1-2                | 5                |
| Kb-1<br><2 $\mu$ m            | 20               | 25            | 25               | 1-2          | 1-2            | 15             | 1-2          | 1-2                | 8                |

**2. táblázat. Az upponyi és szendrői kloritoidpalák félkvantitatív ásványos összetétele a röntgen pordiffrakciós vizsgálatok alapján.**

Direkt módszerrel meghatározva orientálatlan preparátumból, az ásványok mennyisége t%-ban megadva (ny=nyomnyi mennyiségben). A Kb–1 fúrásnál a teljes kőzetmintán kívül a különböző szemcseméretfrakciókról készült vizsgálatok adatait is bemutatja a táblázat. A vasásványok csak a szendrői minta esetében mutathatók ki RTG vizsgálatokkal, az upponyi mintában csak mikroszkóposan azonosíthatók.

Járulékosan mindkét mintában turmalin, cirkon, pirit és ritkábban apatit fordul elő. A Kb–1 fúrás mintájában a járulékos ásványok közt ritkaföldfém (Ce, Y, La, Nd) tartalmú

foszfátok — monacit, xenotim és egy pontosabban nem azonosított, Ca-Fe-Ce-Al tartalmú foszfátfázis — jelenléte is kimutatható a mikroszondás vizsgálatokkal.

A vékonycsiszolatos vizsgálatok szerint a Kb-1 mintában az idiomorf, **kloritoid** szemcsék gyakran mutatnak erős átalakulást, amely során főként vasásványokból (hematit, goethit) álló, léces pszeudomorfózák képződnek. Az upponyi mintában a kloritoid szemcsék üdék, nem mutatnak átalakulást.

A röntgen-diffrakciós vizsgálatok szerint a kloritoid mindkét előfordulás esetén döntően triklin szerkezetű, ami a kistokú metamorfitek jellegzetessége. A mikroszondás vizsgálatok szerint a kloritoidok kémiai összetétele mindkét mintában meglehetősen homogén, s jellegzetesen vas-gazdag (4. táblázat, illetve KOROKNAI et al. 2001a). Az upponyi mintában a kloritoid szemcsékben helyenként enyhe zónásság is megfigyelhető (KOROKNAI et al. 2001a): a magtól a peremek felé haladva az  $X_{Mg}$  [=Mg/(Mg+Fe)] értéke gyengén nő, ami a kristályosodás során fennálló prográd (növekvő hőmérsékletű) metamorf körülményeket jelez (pl. FRANCHESCELLI et al. 1997, LUPTÁK et al. 2000).

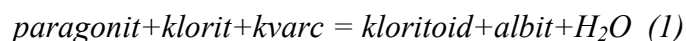
A kloritoidok jellegzetes vas-gazdag összetétele igen jó egyezést mutat a Gömörikum D-i és Ny-i részének kistokú metamorf képződményeiben előforduló kloritoidok kémiai adataival (FARYAD 1997). Ezek keletkezését VARGA (1973) az alpi metamorfózishoz kapcsolja. VOZÁROVÁ & VOZÁR (1992) a kloritoid képződését a korábban említett Brusník-1 fúrásban feltárt palák esetében viszont a variszkuszi metamorfózishoz köti. Ugyanakkor igen markáns az eltérés a kémiai összetételben (akárcsak a mikroszerkezetben) a szendrő-upponyi kloritoidok és a már említett, alpi metamorfózis során képződött vepori kloritoidok között: ez utóbbiak jóval Mg-gazdagabbak, s magasabb hőmérsékleten képződtek (LUPTÁK et al. 2000).

A **muszkovit** mindkét kloritoidpala mintában  $2M_1$  politípiájú a röntgenes vizsgálatok szerint. A Kb-1 fúrásból származó mintában a muszkovit azonban az upponyinál jobban kristályos és rendezettebb szerkezetű (NÉMETH, szóbeli közlés), tehát magasabb hőmérsékletű metamorf hatást tükröz. E tulajdonság egyértelműen a vizsgált kőzet Szendrői-paleozoikumhoz tartozását jelzi.

A Kazincbarcika-1 fúrásból származó kloritoidpala további érdekessége, hogy a finom frakciókban (<2 $\mu$ m) viszonylag jelentős mennyiségű, feltehetőleg nem elegykristály formában jelen levő **paragonit** mutatható ki a röntgenvizsgálatok alapján (2. táblázat). A paragonit jelenlétét — apró, vékony lamellák muszkovitban — a mikroszondás vizsgálatok is igazolták (4. táblázat). RAINCSÁKNÉ KOSÁRY (1978) a Gadna környéki „felső törmelékes összletből” írt le paragonitot, amelyet metamorf eredetűnek minősített. ÁRKAI (1982), illetve ÁRKAI &

POLGÁRI (1989) a Gadna–1 és Felsővadász–1 fúrásokban szintén kimutattak paragonitot, amelynek posztmetamorf, hidrotermális eredetét valószínűsítették. (Kloritoidot egyik esetben sem tartalmaztak a vizsgált kőzetek.)

A Kb–1 fúrás mintájában megfigyelt paragonit metamorf eredete esetén az alábbi reakcióval számolhatunk (MIYASHIRO 1973):



A meglehetősen csekély (1-2%) mennyiségű albit ez esetben a reakció előrehaladott retrográd karakterét jelezné, feltételezve, hogy a kőzetben a paragonit és az albit csak e reakció eredményeként — egymás rovására — képződik. Ennek az értelmezésnek azonban több megfigyelés is ellentmond:

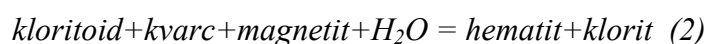
– A kőzetben a klorit-hoz viszonyítva igen nagy mennyiségben van jelen a kloritoid, ami a reakció retrográd irányának esetében pont ellentétes trend az elvárhatóhoz képest.

– Bár a kloritoid kétségtelenül mutat átalakulást, de ez nem kloritosodásban (mint ahogy a fenti reakcióból következne), hanem főként vasásvány (hematit) képződésben nyilvánul meg. (A goethit a hematit további átalakulásából származtatható, azonban ez már nem a metamorfózis része, hanem későbbi — alacsony hőmérsékletű — folyamatok eredménye.)

– A fénymikroszkópos megfigyelések és a mikroszondás mérések adatai szerint a klorit részben biztosan biotit átalakulási terméke.

– A paragonit a muszkovittal egybenőtt, vékony lamellákat alkot, amely szöveti helyzet ugyancsak nem teszi valószínűvé az albit rovására történő képződést.

Mindezek alapján bizonyos, hogy a kőzetben megfigyelt ásványparagenezis nem vezethető le csak a fenti reakció alapján, hanem további reakció(ka)t is figyelembe kell vennünk a rendszer leírásához. A kloritoid korábban említett átalakulása, valamint a vasásványok viszonylag jelentős mennyisége alapján az alábbi reakció jelenléte is valószínűsíthető (MIYASHIRO 1973):



Ebből viszont az is következik, hogy a klorit — legalábbis részben — a kloritoid rovására képződik, s nem csak a biotit átalakulási termékét képviseli.

A kloritoid képződése a következő reakció alapján is végbemehetett (HOSCHEK 1969):



Bár közvetlen szöveti-ásványtani bizonyíték e reakció jelenlétére a Kb–1 fúrásból származó mintánál nincsen, mégsem zárható ki aktív szerepe. Erre utalhat a röntgen-vizsgálatok alapján feltételezett kétféle klorit (esetleg kaolinit?) jelenléte (NÉMETH, szóbeli közlés).

Az upponyi előfordulás esetében a fő kloritoid-képző reakció — a megfigyelt ásványparagenezis alapján — feltehetőleg az utoljára bemutatott (3) átalakulás lehetett (KOROKNAI et al. 2001a). Ez esetben a reakció (gyakorlatilag) tökéletes prograd irányú végbemenetelével van dolgunk, hiszen klorit egyáltalán nem mutatható ki a különböző vizsgálatokkal a kőzetben. A kismennyiségű albit az (1) átalakulás alárendelt szerepére utal, amit az is valószínűsít, hogy a savanyú plagioklász részben biztosan törmelékes eredetű.

A Kb–1 fúrásból származó mintánál VIDAL et al. (1999) — a Fe-Mg kationcsere hőmérsékletfüggésén alapuló — klorit-kloritoid termométerét alkalmaztam a metamorfózis hőmérsékletének becslésére. A koegzisztens klorit-kloritoid párok kémiai összetételéből a számítások alapján 450–550°C közti értékek adódtak (átlag: kb. 500°C), az adatok kétharmada 480–530°C közti tartományba esik (3. táblázat).

|   | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     | 9     | 10    | 11    | 12    | Átlag |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| $K_D^*$   | 4.444 | 5.02  | 4.393 | 4.98  | 5.462 | 5.619 | 5.717 | 4.287 | 4.773 | 4.909 | 5.191 | 4.831 | 4,96  |
| $\ln K_D$   | 1.492 | 1.613 | 1.48  | 1.605 | 1.698 | 1.726 | 1.743 | 1.455 | 1.563 | 1.591 | 1.647 | 1.575 |       |
| $T (^{\circ}\text{C})$  | 529.8 | 492.2 | 533.7 | 494.6 | 467.8 | 460   | 455.5 | 542   | 507.3 | 498.8 | 482.3 | 503.6 | ~497  |
| $K_D^* = (\text{Fe}/\text{Mg})_{\text{Cld}} / (\text{Fe}/\text{Mg})_{\text{Chl}}$ |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |

3. táblázat A klorit-kloritoid termométer (VIDAL et al. 1999) alkalmazásával kapott hőmérsékleti adatok a Kb–1 fúrás kloritoidpala mintájából.

A számításokhoz felhasznált klorit-kloritoid párok összetételei adatait a 4. táblázat tartalmazza. A hőmérséklet számításához használt formula (VIDAL et al. 1999):  $T (^{\circ}\text{C}) = [1977,7 / (\ln K_D + 0,971)] - 273,15$ .

A kapott hőmérsékleti adatok értelmezésénél azonban feltétlenül figyelembe kell venni, hogy e termometriai módszer hibája végtag közeli összetételeknél jelentősen nő (VIDAL et al. 1999), s a tapasztalatok szerint számottevően ( $\geq 50$ – $60^{\circ}\text{C}$ , VIDAL szóbeli közlés) túlbecsüli a valós hőmérsékletet. Mivel esetünkben a kloritoidok összetétele rendkívül vas-gazdag ( $X_{\text{Fe}}=0,88$ – $0,91$ ; vö. 4. táblázat), így a korrigált hőmérsékleti átlag kb.  $440$ – $450^{\circ}\text{C}$ -nak adódik. Ezen értékek — az előzőekből következően — a metamorfózis felső hőmérsékleti korlátjainak tekinthetők, ami jó összhangban van ÁRKAI (1982, 1983) által a Szendrői-paleozoikumra becsült maximális hőmérsékleti értékkel ( $\sim 450^{\circ}\text{C}$ ). Figyelembe véve a vékonycsiszolatban megfigyelt, a metamorfózis maximális hőmérsékletű szakaszához köthető ásványparagenezist

(kloritoid, biotit, muszkovit, kvarc,  $\pm$ albit,  $\pm$ rutil,  $\pm$ paragonit?) e hőmérsékleti érték reálisnak tekinthető. E prográd ásványegyüttes a metamorf ciklus retrográd szakaszában átalakul: a biotitból klorit ( $\pm$ muszkovit), a kloritoidból pedig hematit (illetve a hematit későbbi, felszín(közel)i átalakulásával goethit), illetve klorit képződik.

### 6.3. Összefoglalás

A mikroszerkezeti vizsgálatok a kloritoid döntően poszttektonikus jellegét (mind  $S_{0-1}$  és  $S_2$  palásságokhoz képest) igazolták mindkét kloritoidpala előfordulás esetében. A „főpalásság” ( $S_2$ ) kialakulása mindkét egységben a képződmények intenzív  $F_1$  gyűrődéséhez kapcsolódik (vö. 5.3., 5.4.1. és 5.5.1. fejezetek). A **kloritoid képződése** ezért jellemzően az  **$F_1$  gyűrődés után** ment végbe (KOROKNAI et al. 2000b, 2001a, 2003), hiszen a kloritoid képződése feltétlenül a metamorfózis maximális hőmérsékletű szakaszához köthető. Ebből az is következik, hogy  $F_1$  gyűrődés az alpi metamorf ciklus korai, prográd szakaszában — a maximális metamorf hőmérséklet elérése előtt — ment végbe.

Az upponyi kloritoidpala esetében a kőzettani vizsgálatok kétséget kizáróan igazolták a kloritoid metamorf eredetét (vö. ÁRKAI et al. 1981, IVANCSICS & KISHÁZI 1983), s cáfolták a törmelékes eredetre vonatkozó elképzelést (vö. NOSKENÉ FAZEKAS 1973). A nagymennyiségű, idiomorf, metamorf eredetű kloritoid megjelenése alapján a hőmérséklet feltétlenül elérte a 300–350°C-ot az alpi metamorfózis során.

A Kazincbarcika–1 fúrás kloritoidpalájának metamorf kőzettani paraméterei egyértelműen a kőzet Szendrői-paleozoikumba sorolását indokolják. E mintában a koegzisztens klorit-kloritoid ásványpárok alapján az alpi metamorfózis maximális hőmérséklete mintegy 450°C-ra becsülhető VIDAL et al. (1999) termométerével.

Mindkét előfordulás kiválóan illusztrálja a kőzetkémia kiemelkedő szerepét a metamorf ásványképződés során: az agyagos kiindulási kőzetek relatív Al és Fe gazdagsága lehetővé tette a nagymennyiségű, tökéletesen idiomorf kloritoid kristályosodását, míg a fenti komponensekben jóval szegényebb, kvarcdús (homokos) rétegekben csak kismennyiségű, többnyire gyengén fejlett vázkristály képződésére kerülhetett sor.

**4. táblázat. A mikroszondás elemzések összefoglaló táblázata a fontosabb kőzetalkotó ásványokra (kloritoid, klorit, muszkovit) a Kb–1 fúrás kloritoidpalájából.**

A termobarometriai számításokhoz a párban mért, a táblázatban azonos sorszámmal szereplő kloritoid-klorit párokat (Ctd1–Chl1, stb.) használtam fel. Az upponyi előfordulás kloritoidjainak összetételi adatait KOROKNAI et al. (2001a) munkája ismerteti. [mg= Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)].

**Kloritoidok kémiai összetétele (kationszámok 12 oxigénre számolva)**

|                                | 1<br>kb1 | 2<br>kb2 | 3<br>kb3 | 4<br>kb4 | 5<br>kb5 | 6<br>kb6 | 7<br>kb7 | 8<br>kb8 | 9<br>kb9 | 10<br>kb10 | 11<br>kb11 | 12<br>kb12 |
|--------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|------------|------------|------------|
| MgO                            | 1.73     | 1.79     | 1.83     | 1.68     | 1.64     | 1.48     | 1.56     | 1.99     | 1.85     | 1.66       | 1.81       | 1.80       |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 38.80    | 39.73    | 40.62    | 39.31    | 38.97    | 39.53    | 40.67    | 39.71    | 39.00    | 40.27      | 42.79      | 42.25      |
| SiO <sub>2</sub>               | 23.85    | 23.35    | 23.76    | 23.69    | 24.01    | 23.92    | 23.32    | 23.77    | 23.89    | 23.88      | 24.38      | 25.49      |
| MnO                            | 0.32     | 0.43     | 0.60     | 0.27     | 0.45     | 0.41     | 0.12     | 0.23     | 0.38     | 0.30       | 0.00       | 0.48       |
| FeO                            | 24.64    | 23.78    | 25.41    | 25.23    | 25.60    | 25.31    | 25.24    | 25.37    | 25.06    | 26.54      | 24.74      | 24.31      |
| TiO <sub>2</sub>               | –        | –        | –        | –        | –        | –        | –        | –        | –        | –          | 0.91       | 0.00       |
| Na <sub>2</sub> O              | –        | –        | –        | –        | –        | –        | –        | –        | –        | –          | 0.00       | 0.01       |
| K <sub>2</sub> O               | –        | –        | –        | –        | –        | –        | –        | –        | –        | –          | 0.00       | 0.23       |
| CaO                            | –        | –        | –        | –        | –        | –        | –        | –        | –        | –          | 0.76       | 0.01       |
| Össz:                          | 89.34    | 89.08    | 92.22    | 90.18    | 90.67    | 90.65    | 90.91    | 91.07    | 90.18    | 92.65      | 95.39      | 94.58      |
| Mg                             | 0.221    | 0.229    | 0.228    | 0.213    | 0.208    | 0.187    | 0.196    | 0.250    | 0.235    | 0.206      | 0.216      | 0.216      |
| Al                             | 3.927    | 4.018    | 3.994    | 3.951    | 3.905    | 3.953    | 4.049    | 3.952    | 3.918    | 3.958      | 4.035      | 4.003      |
| Si                             | 2.048    | 2.003    | 1.982    | 2.020    | 2.041    | 2.029    | 1.970    | 2.007    | 2.037    | 1.992      | 1.951      | 2.040      |
| Mn                             | 0.023    | 0.031    | 0.042    | 0.020    | 0.032    | 0.029    | 0.009    | 0.016    | 0.027    | 0.021      | 0.00       | 0.033      |
| Fe <sup>2+</sup>               | 1.769    | 1.706    | 1.773    | 1.799    | 1.820    | 1.796    | 1.783    | 1.791    | 1.787    | 1.851      | 1.655      | 1.634      |
| Ti                             | –        | –        | –        | –        | –        | –        | –        | –        | –        | –          | 0.055      | 0.00       |
| Na                             | –        | –        | –        | –        | –        | –        | –        | –        | –        | –          | 0.00       | 0.002      |
| K                              | –        | –        | –        | –        | –        | –        | –        | –        | –        | –          | 0.00       | 0.023      |
| Ca                             | –        | –        | –        | –        | –        | –        | –        | –        | –        | –          | 0.065      | 0.001      |
| Kat.:                          | 7.989    | 7.987    | 8.020    | 8.004    | 8.006    | 7.994    | 8.006    | 8.017    | 8.004    | 8.029      | 7.977      | 7.961      |
| mg:                            | 11.12    | 11.83    | 11.36    | 10.59    | 10.23    | 9.44     | 9.90     | 12.25    | 11.61    | 10.01      | 11.54      | 11.65      |

4. táblázat. (folytatás)

**Kloritok kémiai összetétele(kationszámok 28 oxigénre számolva)**

|                                | 1<br>kb1 | 2<br>kb2 | 3<br>kb3 | 4<br>kb4 | 5<br>kb5 | 6<br>kb6 | 7<br>kb7 | 8<br>kb8 | 9<br>kb9 | 10<br>kb10 | 11<br>kb11 | 12<br>kb12 |
|--------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|------------|------------|------------|
| Na <sub>2</sub> O              | 0.33     | 0.07     | 0.10     | 0.16     | 0.16     | 0.26     | 0.11     | 0.10     | 0.38     | 0.14       | 0.00       | 0.02       |
| MgO                            | 8.15     | 10.06    | 8.75     | 9.47     | 9.78     | 8.86     | 9.82     | 9.34     | 10.28    | 8.89       | 10.67      | 10.41      |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 24.94    | 24.63    | 24.22    | 24.35    | 22.50    | 22.74    | 24.73    | 23.09    | 24.05    | 24.36      | 25.78      | 26.10      |
| SiO <sub>2</sub>               | 26.25    | 25.15    | 24.46    | 24.57    | 23.04    | 28.36    | 26.27    | 25.45    | 25.43    | 24.74      | 23.37      | 24.76      |
| K <sub>2</sub> O               | 0.57     | 0.46     | 0.11     | 0.00     | 0.00     | 0.16     | 0.22     | 0.28     | 0.01     | 0.19       | 0.00       | 0.00       |
| CaO                            | 0.02     | 0.15     | 0.04     | 0.08     | 0.00     | 0.14     | 0.00     | 0.00     | 0.00     | 0.00       | 0.02       | 0.01       |
| MnO                            | 0.00     | 0.00     | 0.00     | 0.00     | 0.17     | 0.00     | 0.00     | 0.00     | 0.00     | 0.00       | 0.75       | 0.19       |
| FeO                            | 26.17    | 26.61    | 27.61    | 28.64    | 27.93    | 27.00    | 27.85    | 27.82    | 29.19    | 29.00      | 28.06      | 29.06      |
| TiO <sub>2</sub>               | -        | -        | -        | -        | -        | -        | -        | -        | -        | -          | 0.12       | 0.00       |
| Össz:                          | 86.43    | 87.13    | 85.29    | 87.27    | 83.58    | 87.52    | 89.00    | 86.08    | 89.34    | 87.32      | 88.77      | 90.55      |
| Na                             | 0.136    | 0.029    | 0.042    | 0.067    | 0.070    | 0.106    | 0.044    | 0.042    | 0.154    | 0.058      | -          | 0.008      |
| Mg                             | 2.590    | 3.190    | 2.851    | 3.029    | 3.289    | 2.776    | 3.049    | 3.017    | 3.214    | 2.847      | 3.360      | 3.202      |
| Al                             | 6.267    | 6.176    | 6.240    | 6.158    | 5.984    | 5.633    | 6.071    | 5.898    | 5.946    | 6.169      | 6.420      | 6.348      |
| Si                             | 5.597    | 5.351    | 5.347    | 5.272    | 5.199    | 5.961    | 5.471    | 5.516    | 5.334    | 5.316      | 4.938      | 5.110      |
| K                              | 0.155    | 0.125    | 0.031    | -        | -        | 0.043    | 0.058    | 0.077    | 0.003    | 0.052      | -          | -          |
| Ca                             | 0.004    | 0.034    | 0.009    | 0.018    | -        | 0.032    | -        | -        | -        | -          | 0.004      | 0.002      |
| Mn                             | -        | -        | -        | -        | 0.032    | -        | -        | -        | -        | -          | 0.134      | 0.033      |
| Fe <sup>2+</sup>               | 4.666    | 4.734    | 5.048    | 5.139    | 5.270    | 4.746    | 4.851    | 5.043    | 5.121    | 5.211      | 4.958      | 5.016      |
| Ti                             | -        | -        | -        | -        | -        | -        | -        | -        | -        | -          | 0.019      | 0.00       |
| Kat.:                          | 19.415   | 19.638   | 19.569   | 19.682   | 19.844   | 19.296   | 19.544   | 19.594   | 19.771   | 19.654     | 19.833     | 19.719     |
| mg:                            | 35.69    | 40.25    | 36.09    | 37.08    | 38.43    | 36.89    | 38.59    | 37.43    | 38.57    | 35.33      | 40.39      | 38.97      |

4. táblázat. (folytatás)

**Muszkovitok kémiai összetétele (kationszámok 22 oxigénre számolva)**

|                                | 1<br>kb1 | 2<br>kb2 | 3<br>kb3 | 4<br>kb4 | 5<br>kb5 | 6<br>kb6 | 7<br>kb7 | 8<br>kb8 | 9<br>kb9 | 10<br>kb10 | 11<br>kb11 | 12<br>kb12 |
|--------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|------------|------------|------------|
| Na <sub>2</sub> O              | 1.32     | 1.61     | 1.14     | 1.37     | 6.07     | 1.18     | 1.21     | 1.62     | 1.49     | 1.28       | 1.22       | 1.05       |
| MgO                            | 0.32     | 0.36     | 0.33     | 0.18     | 0.19     | 0.08     | 0.24     | 0.26     | 0.28     | 0.37       | 0.24       | 0.35       |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 36.42    | 35.92    | 36.85    | 36.55    | 38.78    | 36.07    | 35.76    | 36.85    | 36.77    | 35.67      | 36.13      | 36.34      |
| SiO <sub>2</sub>               | 45.87    | 46.87    | 45.67    | 45.84    | 44.02    | 46.41    | 45.07    | 44.99    | 45.24    | 46.40      | 46.18      | 46.32      |
| K <sub>2</sub> O               | 9.08     | 8.47     | 8.98     | 8.64     | 0.79     | 9.24     | 8.67     | 9.30     | 8.55     | 8.78       | 9.15       | 9.25       |
| CaO                            | 0.06     | 0.01     | 0.14     | 0.06     | 0.54     | 0.03     | 0.00     | 0.00     | 0.06     | 0.00       | 0.12       | 0.00       |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.05     | 0.11     | 0.31     | 0.15     | 0.19     | 0.00     | 0.08     | 0.15     | 0.89     | 0.31       | 0.14       | 0.30       |
| MnO                            | 0.04     | 0.07     | 0.00     | 0.00     | 0.10     | 0.07     | 0.09     | 0.00     | 0.00     | 0.00       | 0.00       | 0.03       |
| FeO                            | 0.97     | 0.91     | 0.88     | 0.86     | 0.41     | 0.68     | 0.59     | 0.66     | 1.11     | 1.56       | 1.08       | 1.03       |
| Össz:                          | 94.13    | 94.33    | 94.30    | 93.65    | 91.09    | 93.76    | 91.71    | 93.83    | 94.39    | 94.37      | 94.26      | 94.67      |
| Na                             | 0.342    | 0.414    | 0.294    | 0.355    | 1.573    | 0.306    | 0.320    | 0.422    | 0.385    | 0.331      | 0.316      | 0.270      |
| Mg                             | 0.064    | 0.071    | 0.065    | 0.036    | 0.038    | 0.016    | 0.049    | 0.052    | 0.056    | 0.073      | 0.048      | 0.069      |
| Al                             | 5.735    | 5.619    | 5.785    | 5.764    | 6.110    | 5.689    | 5.755    | 5.833    | 5.774    | 5.604      | 5.683      | 5.688      |
| Si                             | 6.129    | 6.221    | 6.083    | 6.134    | 5.885    | 6.210    | 6.154    | 6.043    | 6.027    | 6.186      | 6.163      | 6.151      |
| K                              | 1.548    | 1.434    | 1.526    | 1.475    | 0.135    | 1.577    | 1.510    | 1.593    | 1.453    | 1.493      | 1.558      | 1.567      |
| Ca                             | 0.009    | 0.001    | 0.020    | 0.009    | 0.077    | 0.004    | -        | -        | 0.009    | -          | 0.017      | -          |
| Ti                             | 0.005    | 0.011    | 0.031    | 0.015    | 0.019    | -        | 0.008    | 0.015    | 0.089    | 0.031      | 0.014      | 0.030      |
| Mn                             | 0.004    | 0.008    | -        | -        | 0.011    | 0.008    | 0.010    | -        | -        | -          | -          | 0.003      |
| Fe <sup>2+</sup>               | 0.108    | 0.101    | 0.098    | 0.096    | 0.046    | 0.076    | 0.067    | 0.074    | 0.124    | 0.174      | 0.120      | 0.114      |
| Kat.:                          | 13.943   | 13.882   | 13.903   | 13.884   | 13.894   | 13.887   | 13.875   | 14.033   | 13.915   | 13.892     | 13.918     | 13.893     |
| mg:                            | 36.92    | 41.40    | 39.90    | 26.99    | 45.19    | 16.81    | 41.84    | 41.29    | 30.94    | 29.55      | 28.23      | 37.55      |
| Al <sub>4</sub> :              | 1.871    | 1.779    | 1.917    | 1.866    | 2.115    | 1.790    | 1.846    | 1.957    | 1.973    | 1.814      | 1.837      | 1.849      |
| Al <sub>6</sub> :              | 3.864    | 3.841    | 3.868    | 3.898    | 3.995    | 3.899    | 3.909    | 3.876    | 3.801    | 3.790      | 3.845      | 3.839      |
| Fe <sub>3T</sub> :             | -        | -        | -        | -        | -        | -        | -        | -        | -        | -          | -          | -          |
| T poz.:                        | 8.000    | 8.000    | 8.000    | 8.000    | 8.000    | 8.000    | 8.000    | 8.000    | 8.000    | 8.000      | 8.000      | 8.000      |
| Y poz.:                        | 4.045    | 4.032    | 4.063    | 4.045    | 4.109    | 3.999    | 4.044    | 4.017    | 4.069    | 4.069      | 4.028      | 4.056      |
| Z poz.:                        | 1.898    | 1.850    | 1.840    | 1.839    | 1.785    | 1.888    | 1.831    | 2.015    | 1.846    | 1.824      | 1.890      | 1.837      |
| Anionok:                       | 0.000    | 0.000    | 0.000    | 0.000    | 0.000    | 0.000    | 0.000    | 0.000    | 0.000    | 0.000      | 0.000      | 0.000      |



## 7. Az eredmények értelmezése

### 7.1. Az Upponyi- és Szendrői-egység tektonometamorf fejlődési modellje

E fejezetben először összefoglalom azon irodalmi adatokat és vizsgálati eredményeimet, amelyek figyelembevételével a két egység tektonometamorf fejlődése körvonalazható, majd a deformációs események tektonikai értelmezését ismertetem.

ÁRKAI et al. (1981) metamorf petrogenetikai vizsgálatai alapján az Upponyi-egységben az alpi regionális metamorfózis átmeneti jellegű volt az anchi- és epizóna határán (kb. 300–350°C és 2,5 kbar). A Rágyincsvölgyi Homokkőből leírt új kloritoidpala előfordulás alátámasztja a fenti adatokat (6. fejezet). A mikroszerkezeti észlelések összhangban vannak a közettani adatokkal, hiszen a kvarc és a kalcit kristályplasztikus deformációja alapján a hőmérséklet mindenképpen elérte, illetve meghaladta 270–300°C-ot (5.4.2.2. fejezet).

ÁRKAI (1977, 1982, 1983) metamorf petrogenetikai vizsgálatai alapján a Szendrői-egység az Upponyi-egységénél magasabb hőmérsékletű — az epizónába eső (kb. 400±50°C és 2,5–3 kbar) — alpi regionális metamorfózist szenvedett. Ezt teljes mértékig igazolta a Kazincbarcika–1 fúrásból leírt kloritoidpala, amelyben az ásványparagenezis, valamint a koegzisztens klorit-kloritoid párok alapján kb. 440–450°C-os maximális hőmérséklet becsülhető VIDAL et al. (1999) termométerével (6.2. fejezet). A felszíni mintákban több helyen is megfigyelt, az S<sub>2</sub> palássághoz képest szín- és poszttektonikus képződésű biotit, epidot-klinozoit alapján valószínű, hogy a hőmérséklet nem csak lokálisan (tektonikus zónákban), hanem regionálisan is elérhette a fenti maximumot (vö. FÜLÖP 1994). Ezt a mikroszerkezeti megfigyelések is alátámasztják, hiszen — az eredeti litológiai adottságokból fakadó különbségektől eltekintve — nem észlelhetők markáns eltérések a Szendrői-hegység különböző részein. A mikroszerkezeti megfigyelések, összhangban a metamorf közettani adatokkal, ugyancsak a Szendrői-egység magasabb hőmérsékletű metamorfózisát jelzik (5.5.2.2. fejezet).

ÁRKAI et al. (1995) geokronológiai vizsgálatai szerint az alpi regionális metamorfózis és az azt követő hűlés kora mindkét vizsgált egységben kréta (K/Ar fehér csillám: 110–120 Ma közt, cirkon FT: 100 Ma körül). A gyors kréta exhumációt az Upponyi-egység D-i peremén települő, az egység metamorfizált kavicsait is tartalmazó Nekézsenyi Konglomerátum közvetlenül is igazolja.

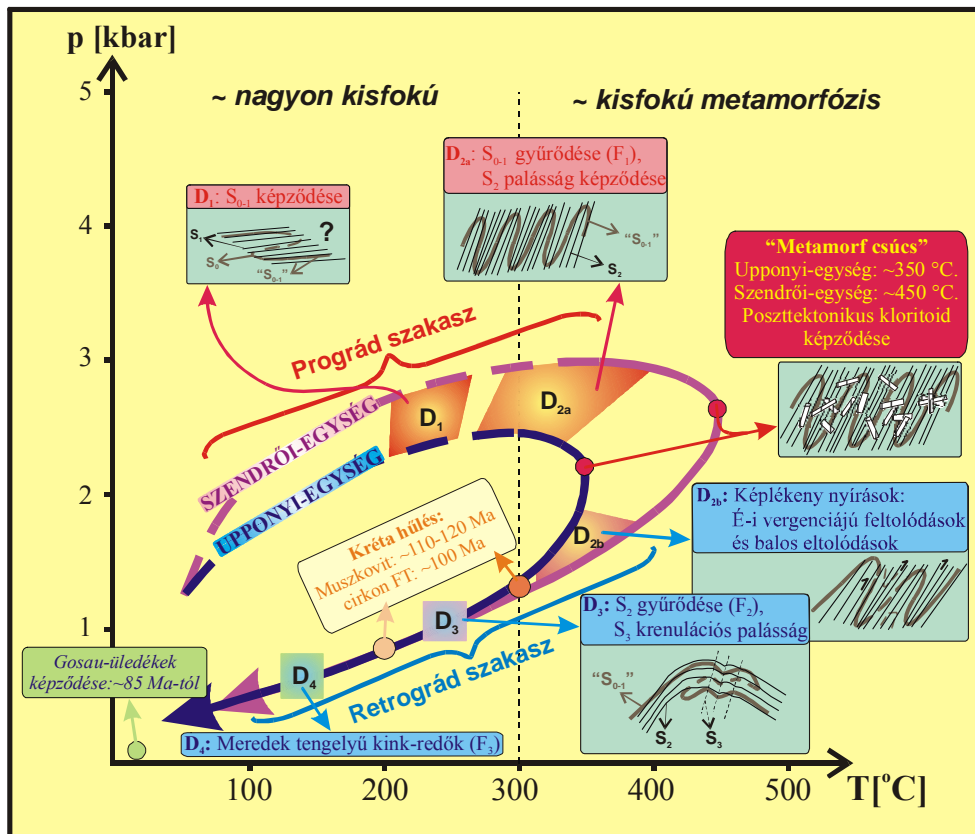
A vékonycsiszolatos vizsgálatok eredményei szerint a kőzetek mikroszerkezetét a korai rétegpárhuzamos lapulás (D<sub>1</sub>) és az F<sub>1</sub> gyűrődések (D<sub>2a</sub>) során létrejött szerkezeti elemek

szabják meg ( $S_{0-1}$ , illetve uralkodóan  $S_2$ ), amelyekhez intenzív metamorf átkristályosodás kapcsolódott (vö. ÁRKAI 1977, 1982, 1983, ÁRKAI et al. 1981). E deformációs események a metamorfózis prográd ágán, a metamorf hőmérsékleti csúcs előtt, illetve részben azzal közel egyidejűleg ( $D_{2a}$ ) történtek mindkét egységben (5.4.2.2., 5.5.2.2. és 6.3. fejezetek). Ezt igazolja, hogy a kloritoid mindkét vizsgált egységben döntően posztt tektonikus az  $F_1$  gyűrődéshez kapcsolódó  $S_2$  palássághoz képest (6.1. fejezet), továbbá az ugyancsak a metamorfózis maximális hőmérsékletű szakaszához köthető ásványok — biotit, epidot, ércásványok —  $S_2$  palássághoz viszonyított gyakori posztt tektonikus jellege is. A korai rétegpárhuzamos lapulás és a kapcsolódó relikv gyűrődések ( $D_1$ ) kora kérdéses, a környező tektonikai egységek szerkezeti adatai alapján e deformációs esemény alpi besorolása tűnik valószínűnek (vö. 7.4. fejezet).

A karbonátos kőzetekben észlelt képlékeny nyírás ( $D_{2b}$ ) javarészt az  $F_1$  gyűrődés ( $D_{2a}$ ) után történt, mint azt közvetlenül az SZ-49 minta (91. ábra), közvetve pedig szemcseszintű megnyúlás metszési vonalasságot „felülíró” jellege is jelzi (5.5.2.1. fejezet). A kalcit és kvarc mikroszerkezeti viszonya alapján e nyírások a metamorfózis termális maximuma után, a metamorfózis retrográd ágán, de a kalcit intenzív kristályplasztikus deformációja alapján még viszonylag magas hőmérsékleten ( $\geq 300^\circ\text{C}$ ) ment végbe (5.5.2.2. fejezet).

A kevésbé intenzív, de lokálisan krenulációs palásság kialakulásához vezető  $F_2$  gyűrődés ( $D_3$ ) a fenti deformációknál alacsonyabb hőmérsékleten ment végbe ( $< 300^\circ\text{C}$ ), hiszen számottevő metamorf átkristályosodás és kristályplasztikus deformáció már nem kísérte. A félig képlékeny nyírozónához kötődő kései  $F_3$  kink-redők ( $D_4$ ) már a töréses tartomány felé történő átmenetet ( $< 200^\circ\text{C}$ ) tükrözik (5.4.2.2., 5.5.2.2. fejezet).

E sarokpontok figyelembevételével az egységek tektonometamorf fejlődéstörténete rekonstruálható (110. ábra). A tektonometamorf fejlődéstörténeti sémában az Upponyi- és Szendrői-egységek az óramutató járásával egyező, „klasszikus orogénekre” jellemző P-T-D utat mutatnak. Az egységek meghatározó képlékeny deformációja ( $D_{1-2a}$ ) a tektonikus eltemetődéssel (takaróáttolódás) egyidejűleg, a metamorfózis prográd szakaszában történt. A rétegpárhuzamos lapuláshoz ( $D_1$ ) köthető szerkezeteket az intenzív anyagátrendeződés következtében csak apró szöveti relikvumok őrizték meg helyenként, ezért e fázis szerkezeti jellemzői bizonytalanok (vergencia, stb.). A terepi és vékonycsiszolatos vizsgálatok szerint mindkét egység belső szerkezetét alapvetően a kb. ÉK-DNy-i tengelyű,  $F_1$  gyűrődések határozzák meg ( $D_{2a}$ ). Az  $F_1$  redők irányítottága a Szendrői-hegység K-i részén K-Ny-i.



110. ábra. Az Upponyi- és a Szendrői-egység sematikus tektonometamorf fejlődési modellje.

A felhasznált metamorf kőzettani, geokronológiai és deformációs adatok forrásai: ÁRKAI 1977, 1982, 1983; ÁRKAI et al. 1981, 1995; illetve e munka (vö. 111. ábra). A prográd fázis korai fejlődési szakasza (szaggatott vonalak) bizonytalanul ismert.

Az Upponyi-egységben a rétegzéssel párhuzamos első palásság ( $S_{0-1}$ ) és a főpalásság ( $S_2$ ) jellemzően meredek és monoton DK-i dőlése uralkodóan zárt-szoros, álló-enyhén kibillent, ÉNy-i vergenciájú  $F_1$  redőket jelez a hegység egészében (vö. SCHRÉTER 1943, 3. ábra). A Szendrői-egységben a palásság ( $S_2$ ) dőlésszöge kevésbé meredek (vö. JÁMBOR 1958). E megfigyelés az  $F_1$  redők erőse(bbe)n aszimmetrikus geometriájára utal, amit jól alátámasztanak a gyakori átbuktatottságot igazoló rétegzés-palássági viszonyok (V. sz. melléklet), illetve a helyenként megfigyelt kisebb fekvő redők is. A javarészt zárt-szoros (nem ritkán izoklinális) redők erősebb aszimmetriája az ÉNy-i vergenciát még hangsúlyosabbá teszi. Az  $F_1$  redők által meghatározott alapszerkezethez mindkét egységben kisebb, belső feltolódások-pikkelyek kapcsolódtak, azonban e szerkezetek a megfigyelések szerint elsősorban a redőződés, illetve a további kompresszió hatására fellépő térproblémákat kompenzálták, s nem elsődlegesen meghatározó szerkezetek.

Az intenzív belső deformációt termális egyensúlyi állapot követte, posztttektonikus ásványok képződésével és statikus átkristályosodással. Ezt követően ÉK-DNy-i csapású balos, és É-i vergenciájú feltolódásos nyírások léptek fel mindkét egységben ( $D_{2b}$ ). E képlékeny

nyírások elsősorban a karbonátos kőzetekre jellemzők, ami a deformáció megoszlását jelzi a különböző kőzettípusok között. E nyírások a korábbi szerkezeteket — a terepi és mikroszerkezeti észlelések alapján — nem módosították számottevő mértékben. Bár a vizsgált kőzetekben sok esetben figyelhetők meg egyszerű nyírással létrejött, aszimmetrikus mikroszerkezetek, nagymértékű képlékeny elmozdulással jellemezhető milonitos zónák nem igazolhatók a vizsgált területen. A megnyúlási vonalasság kézipéldány léptékben gyenge fejlettsége szintén az egyszerű nyírás korlátozott szerepére utal. A Szendrői-egységben ugyanakkor feltételezhető — bár közvetlen megfigyelés egyelőre nem igazolja —, hogy a képlékeny nyírások során néhol kisebb, ujjszerű redők is kialakulhattak.

A hülés (kiemelkedés) során újabb, de lényegesen gyengébb intenzitású gyűrődés érte mindkét egységet ( $D_3$ ), amely a Szendrői-egységben helyenként a korábbi szerkezeti elemek jelentős reorientációjával járt együtt (vö. 5.5.2.1. fejezet). Az  $F_2$  redők irányítottsága  $F_1$  gyűrődésektől többnyire csak kevéssé tér el, ugyanakkor e redőtengelyek dőlésszöge gyakran nagyobb. A gyűrődések irányítottsága alapján a  $D_2$ – $D_3$  deformációk képviselhetik a kréta, képlékeny szerkezetalakulás különböző fejlődési szakaszait. Lényeges különbség azonban a két vizsgált terület közt, hogy míg az Upponyi-egységben az utólagos  $F_2$  redők csak feltárás és annál kisebb léptékben fordulnak elő, addig a Szendrői-egységben ezekhez köthető térképi léptékű szerkezetek is igazolhatók (vö. 7.2.2. fejezet), amelyekre mindenekelőtt a palásság dőlésirányának változása hívja fel a figyelmet (I. V. sz. melléklet). Az „anomális” irányítottságú (kb. ÉNy-DK-i csapású), de egyéb jellegeikben az előzőekkel teljesen megegyező redők ( $F_{2b}$ ?) időbeli és genetikai kapcsolata a normális irányú (ÉK-DNy-i)  $F_2$  redőkkel nem tisztázott. A szerkezeti adatok alapján e redők összeségében azonban alárendelt jelentőségűek.

A képlékeny szerkezetalakulás utolsó eseményét ( $D_4$ ) az általában meredek tengelyű  $F_3$  kink-redők képviselik. Ezek képződése a vizsgálatok szerint a korábbi szerkezetet keresztülvágó, legtöbbször É(ÉNy)-D(DK)-i félig képlékeny nyírozónákhoz köthető, amelyek a szomszédos szerkezeti egységekre is igen jellemzőek (CSONTOS 1999, FODOR & KOROKNAI 2000, 2003).

A gyűrt szerkezetet mindkét egységben a terciér eltolódások és vetők szabdalják tovább. Bár dolgozatomban a töréses szerkezeteket nem vizsgáltam behatóbban, mégis szembeötlő a meghatározó képlékeny szerkezeti elemek ( $F_1$  redőtengelyek) és a fiatal törések irányítottságában mutatkozó nagyfokú egybeesés, ami különösen a nagyobb kiterjedésű Szendrői-egységben látható jól (vö. I. és V. sz. mellékletek, ill. 2.4.4. fejezet). Ez arra hívja fel a

figyelmet, hogy az idősebb szerkezetek irányítottsága jelentős hatást gyakorol a később létrejövő törések orientációjára is.

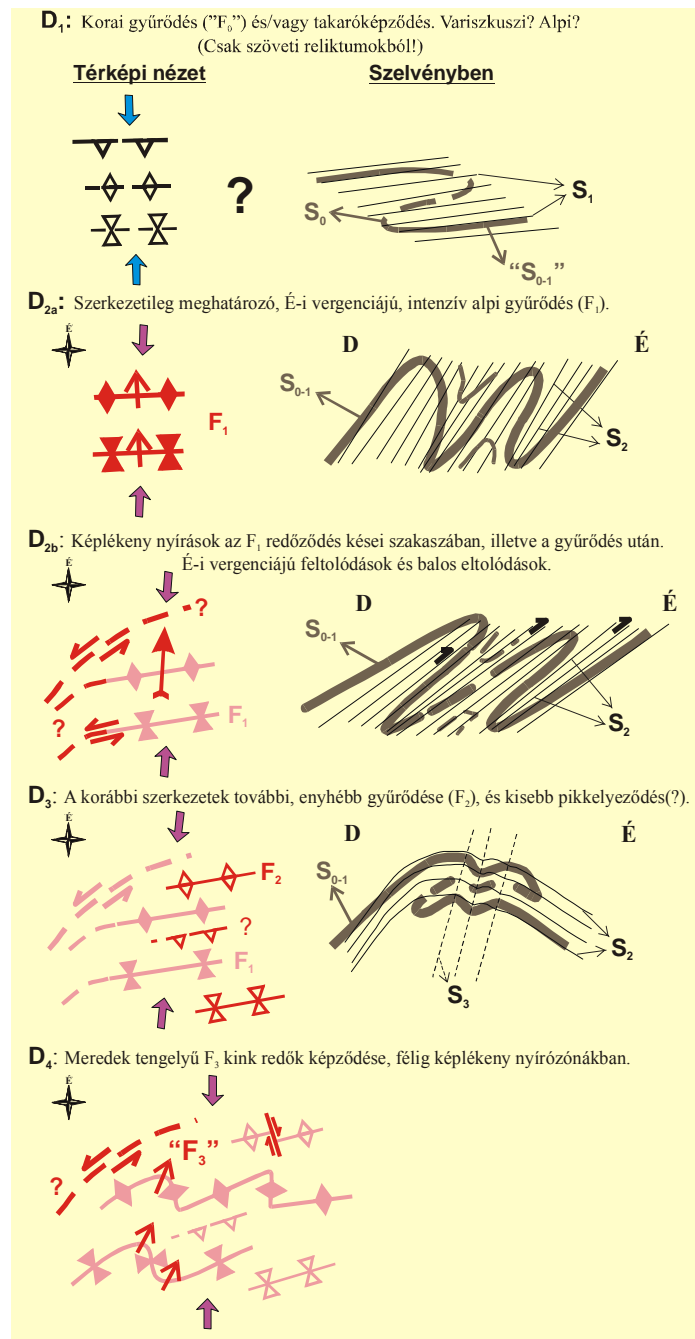
#### A deformációs események tektonikai értelmezése

A bemutatott deformációs események tektonikai értelmezéséhez első közelítésben kézenfekvőnek tűnik az ortogonális kompresszió modellje. Ez összhangban van a szerkezetileg meghatározó  $F_1$  gyűrődésekhez kapcsolódó erős koaxiális lapulással mindkét vizsgált egységben, ami a redőképződés kései szakaszának eredménye. E lapulás eredményeként egyes szerkezeti doménekben az  $F_1$  redők szárnyai közel párhuzamossá válnak, aminek következtében az eredeti rétegzés és a palásság számos esetben egymástól elkülöníthetlenné válnak. A markáns, szabad szemmel is jól észlelhető megnyúlási vonalasság hiánya ugyancsak a meghatározó alakváltozás lapulós jellegére utal ( $k < 0,3-0,4$ ; ROBIN & CRUDEN 1994).

Az  $F_1$  gyűrődéseket követően (illetve annak kései szakaszában) képlékeny balos eltolódások és É-ias vergenciájú, gyenge balos komponensű feltolódások észlelhetők mindkét egységben. E képlékeny nyírások területi elterjedése nem véletlenszerű: a balos nyírások főként az egységek ÉNy-i peremén és annak közelében elterjedtek, míg a belsőbb részekben inkább a feltolódások jellemzők (5.4.2.2. és 5.5.2.2. fejezetek). Nem mutatható ki különbség azonban a deformáció hőmérsékleti viszonyaiban az eltolódások és feltolódások között: a mikroszerkezeti jellegzetességek alapján e nyírások mindkét egységben a metamorfózis magas hőmérsékletű szakaszához köthetők (5.4.2.2. és 5.5.2.2. fejezetek). Az eltolódásos és feltolódásos mozgások közt továbbá felülbélyegzési viszony sehol sem tapasztalható. A fenti megfigyelésekből a nyírások egykorúsága következik.

A fenti szerkezeti jellegek az egyszerű, ortogonális rövidüléssel már nehezen magyarázhatók, ugyanakkor jól illeszkednek a transzpresszív tektonikai tartományra („ferde kompresszió”: az egyszerű nyírás síkjára kb. merőlegesen horizontális kompresszió lép fel) jellemző kinematikai képbe (111. ábra). SANDERSON & MARCHINI (1984) szerint a transzpresszív zónákat meredek dőlésű palásság, változó helyzetű megnyúlási vonalasság, és a véges alakváltozás lapulós ( $k < 1$ ) jellege jellemzi. JONES & TANNER (1995) szerint a transzpressziós zónákban igen jellemző, hogy a deformáció — minden észlelési léptékben — „megoszlik”, s homogén transzpresszió helyett egyes doménekben inkább a deformáció egyszerű nyírásos (eltolódásos) komponense, más doménekben pedig a „tisza alakváltozásos” (kompressziós) komponense a meghatározó. A feltolódásos és eltolódásos nyírások egykorúsága így jól értelmezhető a transzpresszív modell segítségével (vö. még pl. STEPHENS et al. 1993, ROBIN & CRUDEN 1994, HOLDSWORTH et al. 2002): az eltolódások mindkét esetben

főként az egységek ÉNy-i pereme körül koncentráálódtak (Darnó-zóna), míg a feltolódások inkább a peremektől távolabb, az egységek belsejében léptek fel. A Szendrői-egységben a feltolódások balos komponense is jelzi a nem ortogonális helyzetű kompressziót. A deformáció transzpresszív jellege valószínű a  $D_3$  fázis során is: az  $F_2$  redők vízszintestől gyakran jelentősen eltérő dőlésű, helyenként anomális dőlésirányú ferde tengelyei szintén a ferde kompresszióra utalhatnak (5.4.1. és 5.5.1. fejezetek).



111. ábra. A képlékeny szerkezetalakulás tektonikai értelmezése.

A bal oldalon az észlelt deformációs események és szerkezeti elemek sematikus térképi nézete, a jobb oldalon egyszerűsített, szelvénytípusú ábrázolása. Az aktív deformációt mindig a piros szín jelzi a bal oldalon. A  $D_2$ - $D_3$  deformációk során transzpresszív tektonikai rezsim tételezhető fel.

## 7.2. Térképi léptékű szerkezetek

A gyűrt szerkezetek a feltárásokban, kézipéldányokon és vékonycsiszolatokban sok esetben kiválóan tanulmányozhatók (5.4. és 5.5. fejezetek), ugyanakkor a térképi léptékű szerkezetek azonosítását mindkét hegységben jelentősen megnehezítik

- (1) egyes litológiai egységek még tisztázatlan kor- és települési viszonyai;
- (2) a későbbi gyűrődések ( $F_2$ ,  $F_3$ ) és belső feltolódások;
- (3) a minden korábbi szerkezetet — több fázisban is — tovább szabdaló terciér törések;
- (4) valamint az összefüggő feltártság hiánya.

Ezért a főbb  $F_1$  gyűrődések tengelyei főként a viszonylag jobban feltárt (és többnyire behatóbban is vizsgált) részterületeken jelölhetők ki a publikált térképezési és biosztratigráfiai eredmények, illetve a terepi szerkezeti adatok és mikrotektonikai észlelések figyelembevételével (vö. III. és V. sz. mellékletek). Ugyanakkor a fejezetben vázolt térképi szerkezetek pontos belső geometriája a fent említett okokból fakadóan jórészt bizonytalan. Az elsőrendű formák szerkezeti stílusának megítélésében mindenképp a mikro- és feltárás-léptékű szerkezetek megfigyelt jellegeire támaszkodhatunk. Szem előtt kell tartanunk továbbá, hogy a dolgozatban felhasznált térképek (GYALOG et al. 1999, LESS et al. 2002) méretarányaikból fakadóan számos — a szerkezeti interpretáció szempontjából lényeges információk elvesztésével járó — egyszerűsítést tartalmaznak az eredeti, 1:10000 léptékű, KOVÁCS S., PÉRO Cs. és SZENTPÉTERY, I. által készített felvételekhez képest.

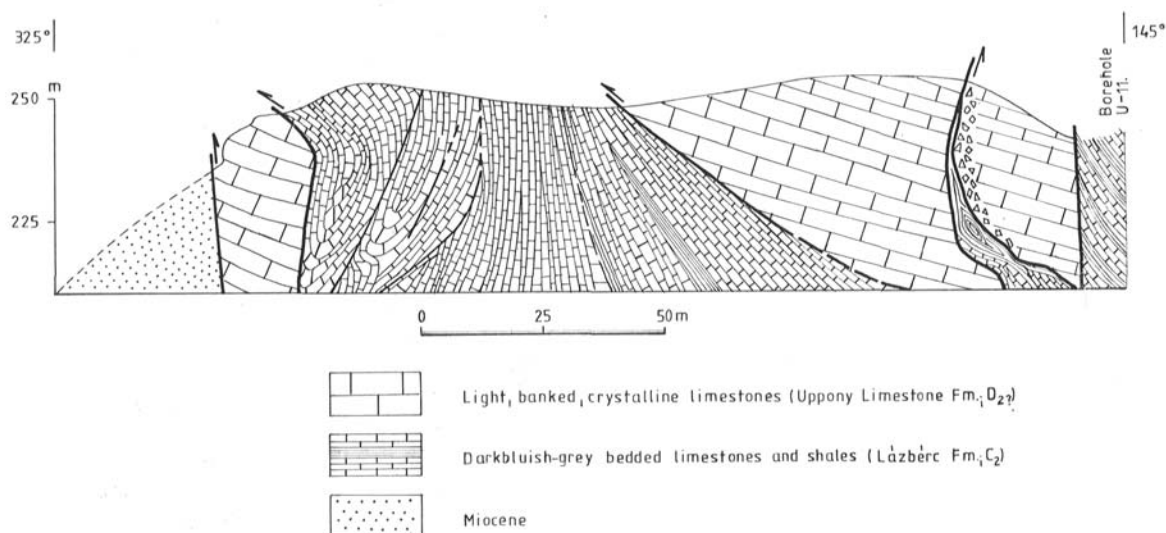
### 7.2.1. Az Upponyi-egység főbb térképi szerkezetei

#### 7.2.1.1. Lázbérci-egység

Az elsődleges ( $F_1$ ) gyűrődések viszonylag megbízhatóan rekonstruálhatóak a hegység legjobban feltárt, ÉNy-i peremén. A Csernely-völgy upponyi bejáratánál az Upponyi Mészki blokk kisebb antiformal antiklinális magjában bukkan ki, melynek ÉNy-i szárnyát éles tektonikai kontaktussal „vágja le” az upponyi feltolódás (vö. III. sz. melléklet, ill. 12. ábra). Az Upponyi Mészki antiklinális-mag helyzetét jelzi a DK felől fokozatosan ráhajló Lázbérci F. (vö. 30. ábra), amelynek vékony sávja — kb. 80-90 m szélességben — az antiklinális szerkezet D-i oldalán igen szűk szinklinális alkot. E szinklinálisban számos kisebb, parazita gyűrt forma is mérhető (30. ábra), amelyek gyakran hajlított tengelysíkjai egyben az  $F_2$  gyűrődés hatását is tükrözik. Az Upponyi-szoros ÉNy-i oldalán (a vadászház felett) megjelenő, vékony Lázbérci Mészki sáv e szinklinális csapás menti folytatását képezi, amelyet ÉNy-ról a Darnó-zóna fiatal

törése „fejez le” (itt tehát az Upponyi Mészke csernely-völgyi blokkja már hiányzik a szerkezet É-i oldaláról).

A Csernely-völgy bejáratánál mélyült U-12 fúrás rétegsora alapján (*III. sz. melléklet és 2.3.2.1. fejezet*) feltételezhető a tárgyalt kisebb antiklinális enyhén átbuktatott jellege is, hiszen a fúrásban 176-229,1 m közt — a fehér színű, tömeges kifejlődésű Upponyi Mészke alatt — harántolt fekete mészpálával váltakozó agyagpala a Lázbérci Formációval korrelálható (PELIKÁN, szóbeli közlés). A fúrásban feltárt helyzet teljesen analóg KOVÁCS (1982) szelvényén a következő nagyobbik (D-i) Upponyi Mészke blokk és a Lázbérci F. viszonyával (*112. ábra*), amelyek kontaktusa a felszínen a gyenge feltártság miatt közvetlenül sajnos nem vizsgálható. Kovács e szituációt pikkelyes szerkezetként értelmezi, akárcsak a szelvény összes főbb litológiai egységének érintkezését. A szelvényen jelzett feltolódások a terepen mérhető vetőkarcok alapján azonban részben eltolódások, illetve vetők (CSONTOS 1989), bár ezek utólagos reaktivációt is jelezhetnek. A tényleges feltolódások a gyűrődések során fellépő térproblémákat kompenzálják, s jellemzően az eltérő kompetenciájú kőzetek kontaktusán vagy annak közvetlen közelében észlelhetők. A feltolódások másik csoportja a szerkezeti stílus alapján (erős kataklázosodás az egyébként intenzív képlékeny deformációt mutató kőzetekben) késeinek tekinthető, s feltehetően a Darnó-zóna menti kora-miocén elmozdulásokhoz kapcsolódnak.



**112. ábra.** KOVÁCS (1982) szelvénye a Csernely-völgy bejáratú sziklasorozatának ÉK-i oldalában (nem publikált).

A főbb litológiai egységek érintkezése pikkelyes szerkezetként értelmezhető a szelvény szerint.



A Lázbérci F. fentebb tárgyalt keskeny szinklinális sávjának D-i oldalán feltárt, tájképileg is meghatározó Upponyi Mészke blokk (az Upponyi-szoros tömbje) egy következő nagyobb antiformal antiklinális szerkezet magját képviseli (CSONTOS 1989). Az antiklinális szerkezetet jól jelzik az Upponyi Mészkevet szimmetrikusan burkoló fiatalabb képződmények. Az antiklinális tengelyének DNy-i dőlését mutatja, hogy ebben az irányban a szerkezet magját adó Upponyi Mészke eltűnik a fiatalabb Lázbérci F. alatt. A térképi geometriából következő dőlésirányt igazolják a feltárásokban mért (illetve szerkesztett) domináns DNy-i dőlésirányú  $F_1$  redőtengelyek, valamint az ezzel kb. párhuzamos metszési vonalasság is (*III. sz. melléklet*). Az antiklinális szerkezetet megerősíti továbbá két kicsiny, a terepbejárások során fellelt, újabb Abodi Mészke előfordulás is az Upponyi-szoros ÉNy-i oldalán (az upponyi vadászház felett) és a szoros meredek, DNy-i falának középső részén (*III. sz. melléklet*). Ez utóbbi és a Csernely-völgyi kőfejtőből ismert, kisebb Lázbérci F. előfordulás az antiklinális parazita formákkal tagolt, összetett jellegére utalnak.

Az Abodi Mészke szinte teljes hiányát az antiklinális É-i szárnyán az magyarázhatja, hogy a redőszárnyakon a gyűrődés során — szükségszerűen — erős húzás lép fel, ami az eredetileg is vékonyabb rétegtagok kivékonyodásához-szétszakadozásához (hurkásodásához), illetve helyenként teljes eltűnéséhez („kinyíródásához”) vezet (*vö. 5.4.1. fejezet*). E részterületen továbbá a fő redőtengelyek irányával (ÉK-DNy) párhuzamos legnagyobb megnyúlás észlelhető makro- és mikroszinten egyaránt (*vö. 5.4.2.3. fejezet*), tehát nemcsak a képződmények dőlésirányában, hanem csapás mentén is jelentős képlékeny húzás (kivékonyodás) lép fel. Fontos kiemelni, hogy ezen „elvékonyodási” folyamat során az eredeti rétegsorrend nem borul fel. Az Upponyi-szoros D-i végénél feltárt, Upponyi Mészkebe „ágyazott”, kb. 1,5 m-es Abodi Mészke blokk is ilyen, kétirányú, képlékeny húzással létrejött budinázs-szerkezetet képvisel értelmezésem szerint, amelyen a redőződés során létrejött metszési vonalasság is jól észlelhető (*vö. III. sz. melléklet*). Igen hasonló, térképi léptékű szerkezetet — a fő redőtengelyekkel kb. párhuzamosan elnyúlt „mega-budinázst” — írt le CSONTOS (1999) a Bükk hegységéből. Megítélése szerint azonban nem teljesen világos, hogy e „mega-budinázst” keletkezésében milyen szerepe van a rétegzéssel párhuzamos első palásság ( $S_{0-1}$ ) kialakulásának, illetve a fő redőképződés során létrejövő domináns (tengelysík)palásságnak ( $S_2$ ).

Az északi, viszonylag jól feltárt hegységsgemenstől D-re lényegesen bizonytalanabbá válik a térképi gyűrődések tengelyeinek helyzete, jóllehet számos feltárás igazolja az erősen gyűrt belső szerkezetet (pl. Dedevár, műút menti feltárások, *31. ábra*). Az uralkodóan Abodi

Mészkből felépülő, közel 1 km széles vonulat összetett belső felépítését jelzik az alsó-karbon Dedevári Mész F., illetve a Lázbérci F. kisebb — Conodontával is igazolt — előfordulásai (vö. *II. sz. melléklet*). A biosztratigráfiai vizsgálatok által bizonyított Dedevári Mész előfordulásokon kívül (Dedevár, víztározó Ny-i partja, Csernely-völgy feletti erdészút) a formáció megjelenése valószínűsíthető több ponton is a Dedevártól K-re húzódó meredek oldalon a terepbejárások alapján (*II. sz. melléklet*). Ezen adatok azonban — a jól észlelhető feltárás léptékű gyűrődések ellenére — egyelőre nem teszik lehetővé a térképi léptékű gyűrődések helyzetének pontosabb meghatározását.

Tovább haladva D felé, az uralkodóan Abodi Mészkből felépülő sávot a Lázbérci F. kb. 1 km széles, gyengén feltárt sávja váltja fel. Ezen belül csak a Derenneki Tagozat (*I. Függelék*) kínál lehetőséget a szerkezeti tagolásra, azonban e képződmény rétegtani helyzetét nem ismerjük biztosan. Elfogadva KOVÁCS (1992) korbeosztását (középső-, felső-karbon), szerkezeti szempontból e képződmény szinklinális pozíciója feltételezhető. A Lázbérci F. D-i szegélyén a félszigeten igen vékony Abodi Mész sáv található, amely a víztározó Ny-i oldalán egy-két kisebb feltárásban (a Derenneki völgy D-i oldalán) is kibukkan (vö. *II. sz. melléklet*). Ez térképi léptékben a Lázbérci F. széles déli sávjának szinklinális helyzetét valószínűsíti.

A Lázbérci-alegység egészét tekintve, a képződmények É-ről D felé haladva fiatalodó trendet mutatnak (Upponyi Mész→Lázbérci F.). Ez — mint szerkezeti alapforma — további kisformákkal és belső feltolódásokkal tagolt, D-i szárnyán elnyírt szinklinálist jelent a teljes alegység vonatkozásában. Ezen interpretációt alátámasztani látszik az alegység D-i peremén kicsiny foltokban újra felbukkanó Abodi Mész is.

### **7.2.1.2. Tapolcsányi-alegység**

A Tapolcsányi- és Lázbérci-alegységeket az ún. Lipóc-törés választja el egymástól, amely szerkezeti elem feltárásban közvetlenül sehol sem vizsgálható. A Dédestapolcsány–5 (Dt–5) ferde fúrás alapján azonban ismert (*II. sz. melléklet*), hogy a Tapolcsányi F. agyag- és kovapalái alatt tektonikus kontaktussal a Lázbérci Formáció kőzetei települnek. Mivel a Tapolcsányi F. képződményei — a jelenleg rendelkezésre álló adatok alapján — idősebbek a Lázbérci Formációnál (vö. *2.3.2.2. fejezet és I. Függelék*), ezért formálisan e kontaktus feltolódásnak tekinthető (*II. sz. melléklet*), amely később (a terciér Darnó-mozgások során) eltolódásként is reaktiválódhatott.

A Tapolcsányi-alegység belső szerkezeti tagolása meglehetősen problematikus a kevés koradat és a gyér feltártsági viszonyok miatt. A terepi (elsősorban az egykori tárók) és

mikrotektonikai megfigyelések alapján azonban az erősen gyűrt alapszerkezet itt is bizonyos (vö. 5.4.1. fejezet). A gyűrt formák szerkezeti adatai teljesen egyezők a Lázbérci-alegységgel: a redőtengelyek jellemzően ÉK-DNy-i irányítottságúak (III. sz. melléklet), a két alegység közt nincs tehát eltérés a képlékeny szerkezetalakulás szempontjából (vö. CSONTOS 1989).

Az alegységen belüli szerkezeti tagolásra lehetőséget kínál az agyagpala környezetéhez képest lényegesen kompetensebb Rágyincsvölgyi Homokkő F. keskeny sávja, amely PELIKÁN szerint (in: LESS et al. 2002) egy antiklinális tengelyzónájában bukkan ki. A feltárásokban mérhető rétegzés ( $S_{0-1}$ ) és palásság ( $S_2$ ) által bezárt nagy szög ( $60-80^\circ$ ) alátámasztja a homokkőtest tengelyzóna-közeli helyzetét (vö. III. sz. melléklet), bár a szinklinális-antiklinális jelleg nem állapítható meg egyértelműen a pontosabb koradatok hiányában. A valószínűbbnek látszó antiklinális értelmezés elsősorban KOVÁCS (1992) rétegtani besorolására támaszkodik.

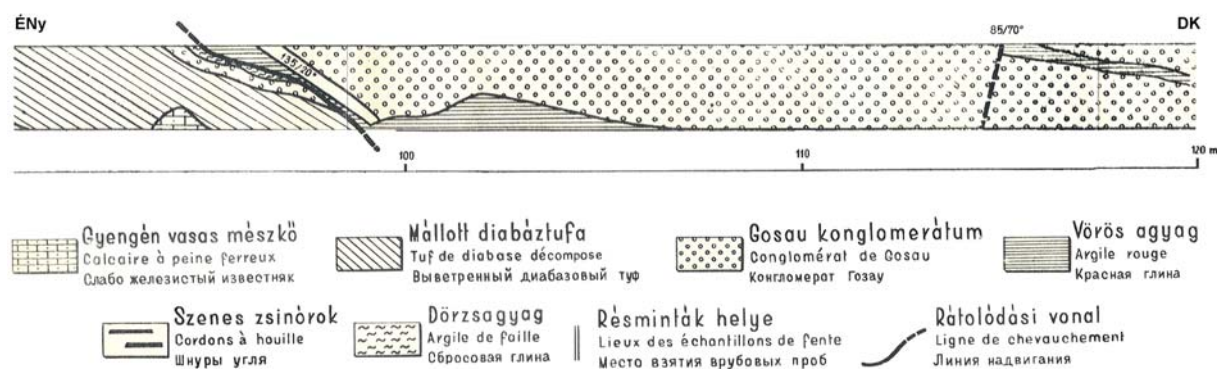
A Tapolcsányi-alegység D-i részén húzódó, a Tapolcsányi F. agyag- és kovapaláiba „ágyazott” Strázsahegyi F. szintén lehetőséget kínál a szerkezeti tagolásra, feltételezve, hogy e képződmény fiatalabb a környező paláknál. Ebben az esetben a Strázsahegyi F. átbuktatott(?) szinklinálisban helyezkedik el. Ez az értelmezés összeegyeztethető a Nekézseny-2 (Ne-2) ferde fúrás rétegsorával is, amely a Harka-tető DK-i oldalában a Tapolcsányi F. palái alatt elérte a Strázsahegyi Formációba tartozó mészkövet, míg a Harka-tető É-i oldalában ismét palák bukkanak ki (vö. II. sz. melléklet).

Az alegység D-i peremén települő, felső-kréta Gosau rétegek dőlésiránya — a palássághoz hasonlóan — javarészt szintén DK-i, bár az adatok erős szórást mutatnak. A dőlésszögek ( $20-70^\circ$ ) szintén igen változatosak (vö. PANTÓ 1954, ill. III. sz. melléklet). FODOR et al. (1992) szerkezeti vizsgálataik alapján nagy hullámhosszú gyűrődéseket (néhány tíztől száz méteres nagyságrendig) tételeztek fel a Nekézsenyi Konglomerátumban. Ugyanakkor a paleozoikum alapszerkezetét meghatározó  $F_1$  gyűrődési fázis e képződményeket biztosan nem érintette, hisz a jól fejlett, a közetszerkezetet uraló  $S_2$  palásság nem észlelhető.

A Gosau rétegek változatos dőlésirány és dőlésszög adatai jelentékeny késő-kréta, és/vagy azt követő szerkezeti igénybevételre utalnak. A szerkezeti hatást jól jelzik a Ne-6 és Ne-8 fúrások rétegsorai is, amelyekben a Tapolcsányi F. fekete palái a Gosau konglomerátum felett jelennek meg (vö. II. sz. melléklet). Az anomális rétegtani helyzetet SCHRÉTER (1945) a késő-kréta(–paleogén?) korúnak tartott „nekézsenyi feltolódással” hozza összefüggésbe, amely mentén a Bükki-egység rátolódik az Upponyi-paleozoikumra. FODOR et al. (1992) szerint e rátolódásra a paleogén-eggenburgi intervallumban kerülhetett sor. E mozgások során az

Upponyi-paleozoikum helyenként tehát saját poszttektonikus Gosau fedőjére is felpikkelyeződött, illetve átbuktatva gyűrődhetett.

FODOR et al. (1992) szerint az Upponyi-hegység a kora-középső miocén (eggenburgi-kora bádeni) szerkezetalakulás során a balos kinematikájú Darnó-zóna hajlatában helyezkedik el, amelyen belül transzpressziós kiemelkedést alkot. E szerkezet déli határát a „Tapolcsányi-törés” jelenti, amely mentén DK-i irányú pikkelyeződést jeleznek, míg az ÉNy-i vergenciájú „upponyi feltolódás” e transzpressziós kiemelkedés északi határát képviseli. E mozgások korolása szempontjából érdekes helyzetet tárt fel a Jöcsös-völgyi táro (ma már nem látható) szelvénye Nekézsenytől Ny-ra (MOLNÁR 1953, in: BALOGH & PANTÓ 1954), amely szintén egyes ÉNy-i vergenciájú rátolódások miocén korát látszik alátámasztani (113. ábra).



113. ábra. A Jöcsös-völgyi táro szelvényének részlete Nekézsenytől Ny-ra, MOLNÁR (1953) nyomán.

A felvétel szerint paleozoos képződményeken települő Gosau konglomerátumra DK felé dőlő tektonikus felület mentén dörzsagyag (az eredeti felvétel szerint paleozoos agyagpala) és miocén(?) vörösgyag becsípődésével Gosau konglomerátum toldott rá. A rátolódási felület mentén található vörösgyag (ha valóban miocén) a feltolódás miocén (vagy fiatalabb) korát igazolja. E kisebb rátolódás ÉNy-i vergenciájú.

## 7.2.2. A Szendrői-egység főbb térképi szerkezetei

### 7.2.2.1. Rakacai-alegység

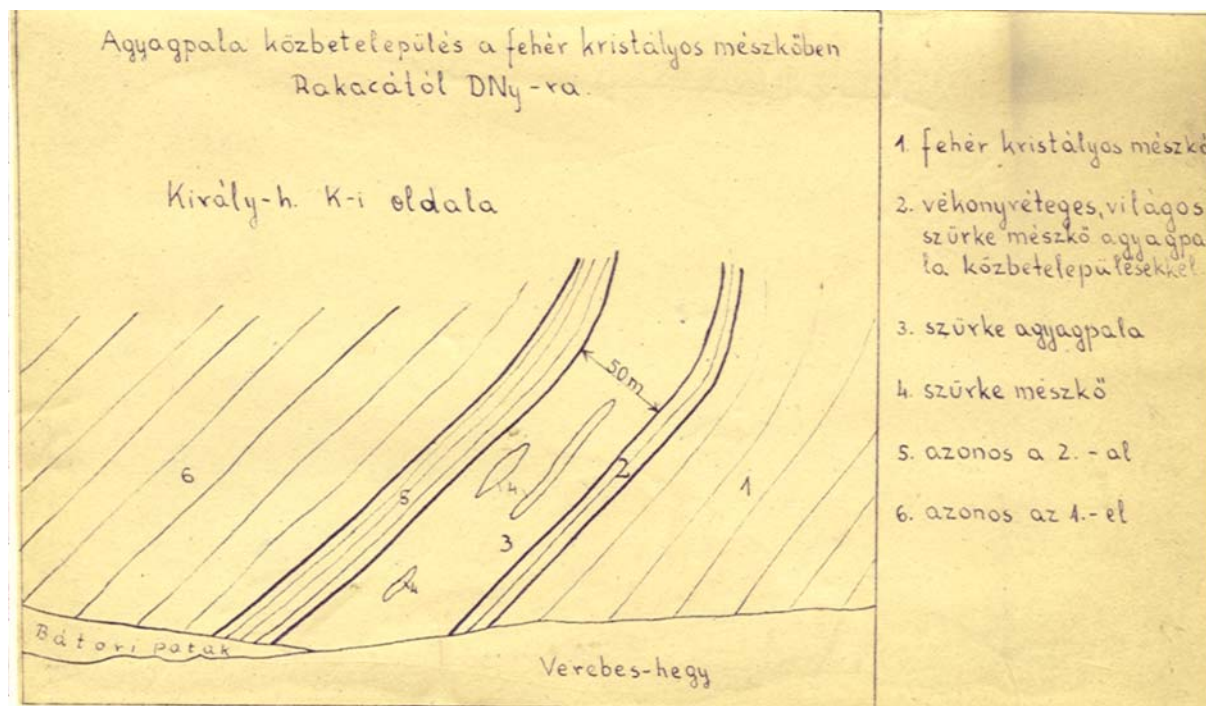
FÜLÖP (1994) az **alegység egészének szerkezetét összetett szinklinálisként** („az átbuktatott szárnyakon elnyírt redőpikkelyekkel”) jellemezte, amire — feltehetőleg — a képződmények É–D-i irányú fiatalodási trendje (Rakacai Márvány→Szendrői Fillit) alapján következtetett. A közölt térképen azonban ezen összetett szerkezet belső részeleleit nem tüntette fel (vö. KOVÁCS & PÉRO 1994).

A szerkezeti felépítésre RAINCSÁKNÉ KOSÁRY (1978) munkája is tartalmaz utalást: „Az északi vonulatban a vastagpados mészkő túlsúlya miatt a redőalakulat nehezen követhető, de kijelölhető a Rakacai Márvány redőmag helyzete, a redő ÉNy-i szárnya törés mentén lesüllyedt”. E gyűrődést viszont a mellékelt térképen nem, csak a szelvényein ábrázolta (vö.

8b. ábra). Az alegységet tagoló, belső szerkezeti elemek között egy kisebb („másodrendű”) szinklinálist (a Szendrői Fillitben), illetve két pikkelyes rátolódást (a Szendrői Fillit és a mészkő-rétegcsoport határán) jelzett térképén.

#### A Rakacai-alegység K-i része

A Rakacai-alegység térképi gyűrődéseinek rekonstrukciójánál különös jelentősége van a Szendrői Fillitből felépülő, „köztes pala” vékony vonulatának az alegység ÉK-i részén (főként Rakacaszend és Rakaca között). E keskeny képződménysáv a Rakacai Márvány széles vonulatán belül települ, s JÁMBOR (1958) eredeti értelmezése szerint a Rakacai Márványba üledékesen betelepülő, „felfelé és lefelé is folytonos rétegátmenetű” palasávról van szó (vö. 2.3.3.2. fejezet). JÁMBOR (1958) szelvénye alapján a „köztes pala” É-i és D-i oldalán a képződmények elhelyezkedése tökéletesen szimmetrikus, s az egyes litológiai elemek kontaktusa nem tektonikus (114. ábra).



**114. ábra.** A „köztes pala” szelvénye a Királyhegy K-i oldalában, Rakacától Ny-ra (JÁMBOR 1958 alapján). Az egyes litológiai egységek elhelyezkedése teljesen szimmetrikus (Rakacai Márvány–Verebeshegyi Mészkő–Szendrői Fillit–Verebeshegyi Mészkő–Rakacai Márvány). E helyzet kisebb átbuktatott szinklinálisként értelmezhető az eredeti folytonos rétegátmenetű, üledékes betelepülési modell helyett.

A jelzett kőzetek korviszonyainak mai ismeretében („fehér kristályos mészkő” = *Rakacai Márvány*, „vékonyréteges, világosszürke mészkő agyagpala közbetelepülésekkel” = *Verebeshegyi Mészkő*, „szürke agyagpala” (kisebb olisztolitokkal) = *Szendrői Fillit*) meglehetősen kézenfekvő e szelvény — szerkezeti alapú — újraértelmezése: a szimmetrikus elrendeződés kisebb, az ábrázolt dölések szerint átbuktatott helyzetű szinklinálist jelez. Ezen

értelmezést egyébként a feltárás rajza maga is sugallja azáltal, hogy a képződmények felső részén kisebb visszahajlás figyelhető meg. A szelvény ugyanakkor — épp a jelzett képződmények teljesen szimmetrikus helyzete miatt — csak meglehetősen bonyolult megoldással értelmezhető pikkelyes szerkezeti modellel. Ez esetben ugyanis vagy

(1) két feltolódással (É-ról D felé: Rakacai Márvány–Verebeshegyi Mészke–Szendrői Fillit — *feltolódás* — Verebeshegyi Mészke — *feltolódás* — Rakacai Márvány), vagy

(2) egy eredetileg átbuktatott, majd később elnyíródott redőszárny (Rakacai Márvány–Verebeshegyi Mészke) a „köztes palára” történő rátolódásával kellene számolni.

A szerkezeti indokolatlan és felesleges komplikációkon túl, a feltolódásos modellek ellen szól a Jámbor által hangsúlyozott — a tektonikus kontaktust kizáró — „folytonos rétegátmenet”.

E szelvény mindkét vizsgált paleozoos egység belső szerkezete szemszögéből modellértékű, hiszen nagyszerűen példázza, hogy jóllehet az egyes litológiai egységek közti eredeti üledékes kontaktusok (többé-kevésbé) megőrződtek, azonban a szerkezet egésze már mégsem az eredeti rétegtani sorrendet, hanem a gyűrődések által átrendezett pozíciót tárja fel.

A fenti példához igen hasonló szituáció fordul elő a „köztes palasáv” Ny-i folytatásában, Rakacaszendőtől DK-re, a műút menti feltárás szelvényében. Itt a Szendrői Fillit és a Verebeshegyi Mészke váltakozása figyelhető meg, ami a terepi megfigyelések alapján ugyancsak gyűrt szerkezetként értelmezhető (PÉRO, szóbeli közlés). KOVÁCS (1987) a mészke kibukkanásokat olisztolitiként értelmezte. Az itt mélyült térképező fúrás (Rakacaszend–6, Rszd–6) azonban 150 m fűrt vastagság után sem jutott ki a mészkeből, amelynek feköpozíciója így gyakorlatilag bizonyosnak tekinthető.

A „köztes pala” szinklinális sávjától É-ra és D-re kisebb (antiform) antiklinálisok is kontúrozhatók a képződmények térképi eloszlása alapján Rakacaszend és Rakaca közt (*V. sz. melléklet*). Ezek különösen szembeötlőek KOVÁCS & PÉRO (1994) földtani térképén. Rakacaszend és Meszes közt e szerkezetek azonban már csak részben követhetőek, míg Meszestől Ny-ra a gyér feltártság következtében bizonytalan a folytatásuk.

#### A Rakacai-egység Ny-i része

A hegység ÉNy-i részén, a szendrői Várhegy köfőjtőjében feltárt Abodi Mészke egy kisebb antiklinális tengelyében helyezkedik el, amelyet először RAINCSÁKNÉ KOSÁRY (1978) említett közvetlen terepi megfigyelései alapján. (Szerinte az északi márványsáv területén ez „az egyetlen kifejezett redőforma”.). Ezt a szerkezeti szituációt igazolják az alábbi tények is:

– A várhegyi nagy kőfejtő udvarában mélyült Sz–23 fúrás (*IV. sz. melléklet*) az Abodi Mészke alatt 15 m mélységben Rakacai Márványba jutott (l. FÜLÖP 1994, 35. old.).

– A Várhegy blokkjától (É)ÉNy-ra és DK-re kis távolságban egyaránt a Szendrői Fillit ismeretes a felszínen.

Az Abodi Mészke a kőfejtőben és attól (É)ÉK-re Verebeshegyi Mészke települ, amely — az Abodi Mészkevel váltakozva — többször is kibukkan a galvácsi műút mentén (FÜLÖP 1994, 35. old.). E megfigyelés a főbb redő parazita formák által tagolt jellegére utal, amit jól illusztrál a Várhegy ÉÉK-i csücskének kisebb feltárásában észlelt, néhány dm-es redő is (*V. sz. melléklet*). Itt a szerkezeti adatok azonban már közel K-i csapást jeleznek (számított redőtengely: 83/17°), ami a fő antiklinális-tengely kb. 60–70°-os elcsavarodására hívja fel a figyelmet meglehetősen kis távolságon belül. E jelenség a Várhegy környezetében is gyakori (pl. a szendrői Városi és Izraelita temető, vagy Csehi-puszta környékének „anomális” KÉK-i dőlésirányú palássági adatai, *V. sz. melléklet*), ami az F<sub>3</sub> gyűrődések, és/vagy fiatal törések menti blokkrotációk hatását jelzi.

A Várhegy (D)DNy-i oldalában futó panoráma-ösvényen, a kőfejtő közvetlen NyÉNy-i szomszédságában ismét kibukkan a Verebeshegyi Mészke meredek, KDK-i dőlésű palássággal. A rétegzés és palásság viszonya itt ugyan nem állapítható meg biztonsággal, de a terepi észlelések szerint a Verebeshegyi Mészke KDK felé látszólag (a palásság szerint) „aládól” a kőfejtőben feltárt Abodi Mészke. Ha e megfigyelés nem csupán valamilyen lokális hatást tükröz, akkor a Verebeshegyi Mészke itt kicsiny (az Sz–23 fúrás nem harántolta e képződményt!), szűk, átbuktatott szinklinálist alkot a fő antiklinálison, hiszen NyÉNy felé tovább haladva újra az Abodi Mészke bukkan ki kisebb feltárásokban.

A szendrői izraelita temetőtől (amelynek közvetlen szomszédságában típusos Rakacai Márvány van feltárva) É-ra kibukkanó Szendrői Fillit valószínűleg kisebb szinklinálisban helyezkedik el. JÁMBOR (1958) ezen előfordulást a „köztes pala” legnyugatibbi képviselőjének tekintette. A szinklinális pozícióra utal, hogy a pala előfordulástól É-ra, a Kis-Somos blokkjában újra idősebb képződmények (Rakacai Márvány és felső-devon, medence fáciesű mészke) találhatóak, amelyek részben biztosan átbuktatott helyzetűek (*V. sz. melléklet*).

A Rakacai-alegység D-i részén a Szendrői Fillit széles vonulata FÜLÖP (1994) szerint „elsőrendű formaként szinklinálist alkot, amelynek déli, átbuktatott szárnya az Abodi-egység rátolódása következtében elnyíródott. ... Belső szerkezetét fél-másfél km-es, az átbuktatott szárnyon elnyírt redők alkotják, amelyek mészkealjzatokról lenyíródtak.” RAINCSÁKNÉ KOSÁRY (1978) szerint „A központi törmelékes összlet [*Szendrői Fillit*] II. rendű redői (a

vonulat központi részének antiklinális hajlatához 2 szinklinális redőforma csatlakozik (ÉNy és DK felé) a vonulat mentén megszakításokkal követhetők 1–1,5 km-es maximális szárnytávolsággal.” Bár a redők konkrét geometriájának és elhelyezkedésének megítélésében e vélemények lényegesen eltérnek, abban azonban alapvetően megegyeznek, hogy a vonulat belső felépítését erősen gyűrtnek tekintik. A terepi és mikrotektonikai vizsgálati adatok szintén a Szendrői Fillit sávjában tükrözik vissza legnyilvánvalóbban a gyűrtn belső szerkezetet (5.5. fejezet, illetve V. sz. melléklet). A képződménysávon belüli térképi gyűrődések azonban csak a részletes (1:10000) térképezési adatok (a Szendrői Fillit tagozatainak eloszlása) alapján lennének pontosabban vázolhatók.

A Rakacai-alegység gyűrtn belső szerkezete a fentiek alapján körvonalazható, összhangban a RAINCSÁKNÉ KOSÁRY (1978), illetve Fülöp (1994) által is feltételezett magasabb rendű gyűrődések jelenlétével. Elfogadva JÁMBOR (1958) feltételezését, mely szerint a szendrői Izraelita temetőtől É-ra feltárt Szendrői Fillit valóban a „köztes pala” legnyugatabbi előfordulása, az alegységben a következő főbb (további parazita redőkkel, illetve kisebb pikkelyekkel tagolt) gyűrődések feltételezhetők (V. sz. melléklet):

- A „köztes pala” sávja — helyenként biztosan átbuktatott helyzetű — szinklinálisban helyezkedik el, mely nyugaton kb. ÉK-DNy-i, keleten pedig K-Ny-i csapásban húzódik keresztül a teljes hegységen.
- A „köztes pala” sávjától É-ra, a Rakacai Márvány fő vonulata antiklinális magjában foglal helyet, fedőjében a számos helyen (főként a hegység ÉK-i részén) megjelenő felső-devon, medence fáciesű, tufitos vagy tufitmentes Abodi Mészkövel.
- Ettől É-ra újabb szinklinális szerkezetre következtethetünk a képződmények térképi eloszlása alapján (vö. KOVÁCS & PÉRÓ 1994, illetve V. sz. melléklet), amelyet (1) a Nagy-Somos É-i lábánál feltárt felső-devon és alsó karbon mészkövek, (2) a Meszestől É-ra található Verebeshegyi Mészkö és Szendrői Fillit, (3) valamint Rakaszend környékén az Abodi és Verebeshegyi Mészkö előfordulásai körvonalaznak. Ezen (vagy egy következő) szinklinális részét alkotják a Szendrő–11, Szendrő–20, Szendrő–21, a K–2, a Szalonna–2, a Rakacaszend–4 és a Tornabarakony–1 fúrások által feltárt Szendrői Fillit előfordulások is. A Szendrő–20, a K–2 és a Rakacaszend–4 fúrások a Szendrői Fillit fekéjében Verebeshegyi és Abodi Mészkövet, illetve Rakacai Márványt harántoltak (I. IV. sz. melléklet), ami a szinklinális pozíciót alátámasztja.
- A „köztes pala” sávjához D-ről kisebb antiklinális-vonulat csatlakozik (magjában a Rakacai Márvánnyal, s a rajta települő Abodi, Verebeshegyi illetve Kopaszhegyi



Mészkövel), amelyet a hegység Ny-i részén a szendrői Várhegy tömbje, K-en pedig Verebes-hegy képződményei jeleznek (vö. KOVÁCS & PÉRO 1994). E szerkezet tényleges összekapcsolódása a hegység középső részénének gyér feltártsága miatt közvetlenül nem igazolható.

– Az előző antiklinálishoz D felől igen összetett belső felépítésű, széles szinklinális csatlakozik, amelyben a hegység központi részét alkotó Szendrői Fillit képződményei foglalnak helyet.

#### 7.2.2.2. *Abodi-alegység*

FÜLÖP (1994) az **alegység egészének szerkezetét** — a Szendrőládi Mészkö elterjedési területén „többnyire lapos boltozatokból, alárendeltebben meredek, kissé átbuktatott pikkelyekből álló” — **összetett antiklinálisként** jellemezte. E fő szerkezet fontosabb részelemei a közölt térképen azonban nem szerepelnek (vö. KOVÁCS & PÉRO 1994).

RAINCSÁKNÉ KOSÁRY (1978) szerint „A központi összlethez [*a Szendrői Fillit vonulata*] ... a D-i mészkővonulat [*az Abodi-alegység*] emelkedő szárnyal csatlakozik, melyet a D-i részen D felé egy szinklinális, majd a D-i hegységperemen újra antiklinális vált fel.” Az említett („másodrendű”) szinklinális tengelye RAINCSÁKNÉ KOSÁRY (1978) szerkezeti térképén Szendrőlád É-i szomszédságában (a Gordonyos-bérc és az Irnak-hegy közt) húzódik, amely a Jámbor (1958) által is feltüntetett tág gyűrődéstől kissé északabbra helyezkedik el (vö. 7. és 8b. ábrák). Az ettől D-re következő, a fenti idézetben hivatkozott antiklinálist azonban a térképen már nem jelzi. E szerkezet a szelvényeken a Kakas-kő–Kecskés-hegy vonulatában látható, amelyet valószínűleg a térképen is feltüntetett, É(Ny)-ias dőlések indokolnak (vö. 8a-b. ábrák).

Az Abodi-alegységben a térképi léptékű  $F_1$  redőtengelyek pozíciója jóval bizonytalanabb, mint a Rakacai-alegységben. Ennek fő oka, hogy az alegységet legnagyobb tömegben felépítő Abodi és Szendrőládi Mészkö kora részben átfedő. Problémát jelent továbbá a Szendrőládi Mészkö kifejlődési típusainak egymáshoz való viszonya is (*I. Függelék*).

FÜLÖP (1994) szerkezeti modellje kimondatlanul is azt feltételezi (*l. feljebb*), hogy az Abodi Mészkö uralkodóan kissé fiatalabb a Szendrőládi Mészkónél. E feltételezésből kiindulva az is következik, hogy a fő gyűrődés (melynek tengelye így az alegység középső részén húzódhat) további parazita formákkal (és/vagy kisebb pikkelyekkel) tagolt, hiszen az Abodi Mészkö az alegység É-i és D-i peremén nem egységes pásztákban, hanem több vékony sávban jelenik meg (*IV. és V sz. mellékletek*). Kisebb, átbuktatott helyzetű parazita formát igazol a Gordonyos-bérc DNy-i lábának kicsiny, felhagyott kőfejtője is (vö. 91. ábra). A komplikált belső szerkezetet jól tükrözik a Szendrőlád–6 (Szl–6) és az Abod–1 (Ab–1) fúrások rétegsorai

is (I. FÜLÖP 1994): az előbbiben az Abodi Mészke valószínűleg átbuktatott helyzetben jelenik meg a változatos kifejlődésű Szendrői Mészke alatt. Az Abod-1 fúrás alapján, az Abodi Mészke alatt markáns tektonikai határ nélkül következő, mintegy 40 m vastagságban harántolt „sötétszürke, sávos aleuritós fillit, illetve vékony kis lencsés autigénbreccsás, erősen agyagos-meszes fillit” (FÜLÖP 1994) valószínűleg a Szendrői Fillittel azonosítható, így e fúrás is átbuktatott helyzetet tárt fel.

Bár az  $F_1$  gyűrődések pontos térképi helyzete kérdéses, ugyanakkor az alegységben viszonylag megbízhatóan jelölhetők ki térképi léptékű  $F_2$  redőtengelyek a palásság dőlésirányának változásai alapján. Ezek részben megfeleltethetők a RAINCSÁKNÉ KOSÁRY (1978) által feltüntetett „másodrendű szin- és antiklinálisoknak”. A legmarkánsabb ilyen tengely a hegység D-i peremén — Gadnától Szendrőig — nyomozható, ahol a főpalásság ( $S_2$ ) jellemző dőlésiránya ÉNy-i, a szokásos DK-i helyett. A BALOGH (1949) által is említett, Borsod (Edelény) környéki „szerkezeti átfordulás” is az  $F_2$  gyűrődési fázis hatását tükrözi. Kisebb  $F_2$  gyűrődés valószínűsíthető továbbá Búdókútpuszta szomszédságában is, ahol a szendrői műút mentén és az Abodi-völgy Ny-i részén több helyen ÉNy-i dőlésű palásság mérhető (vö. *V. sz. melléklet*).

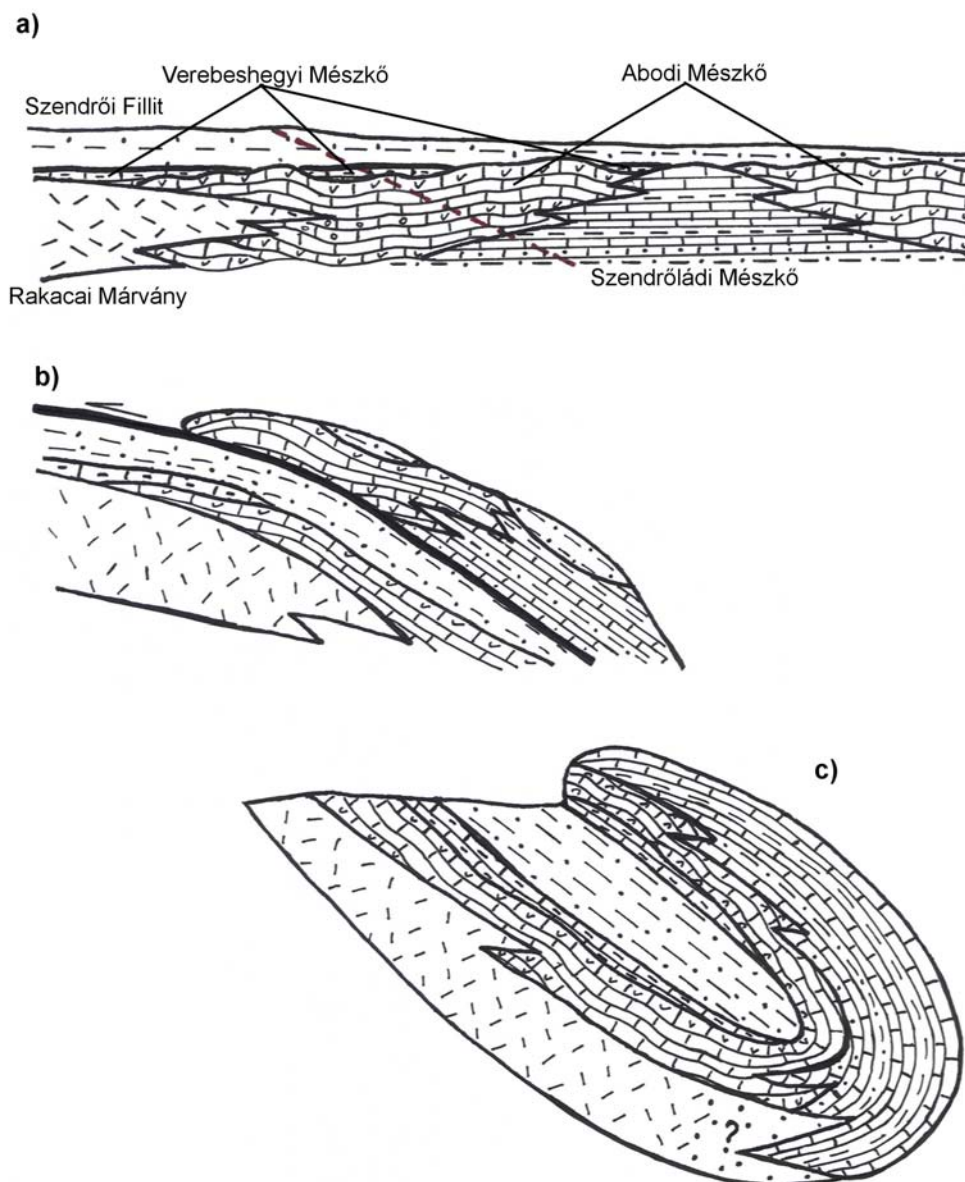
### 7.2.2.3. A Szendrői-egység egésze

A Szendrői-egység egészét tekintve a **főbb képződménysávok térképi elhelyezkedése alapján** (É-ről D felé haladva: devon-karbon-devon) geometriai szempontból **kétféle** — erősen egyszerűsített — szerkezeti **alapmodell** vázolható fel (*115. ábra*):

1. **Pikkelyes** hegység szerkezeti modell (vö. FÖLDEVÁRI 1942, KOVÁCS & PÉRO 1983a-b), amely szerint a Rakacai-alegység devon-karbon rétegsorára dél felől devon összletek (Abodi-alegység) tolódtak rá. A fő szerkezeti határ (a rátolódási zóna) megközelítően az Abodi-völgy mentén húzódik, amely mentén a Szendrői, illetve az Abodi Mészke tolódott fel a Szendrői Fillit vonulatára.

2. **Gyűrt** hegység szerkezeti modell, amely szerint a hegység paleozoos képződményei — elsőrendű formaként — egy rendkívül összetett szinklinális szerkezetben foglalnak helyet, amelynek északi és déli szárnyán az idősebb devon (főként karbonátos), egykor összefüggő térséget alkotó képződmények bukkanak ki. A karbon korú, főként sziliciklasztos kőzetekből felépülő Szendrői Fillit alkotja e szinklinális magját. E modell — első közelítésben — RAINCSÁKNÉ KOSÁRY (1978) által vázolt nagy antiklinális szerkezet „inverzének” tekinthető.

A FÜLÖP (1994) által leírt gyűrt-pikkelyes szerkezeti modell számos elemében szintén megegyezik a gyűrt hegyszerkezeti modellel (vö. KOVÁCS & PÉRO 1994).



**115. ábra.** Erősen egyszerűsített, sematikus geometriai modellek a Szendrői-hegység egészének alapszerkezetére.

(a) A kiinduló helyzet modellje KOVÁCS (1992) után módosítva. (b) Pikkelyes modell. (c) Gyűrődéses modell.

A feltételezett kiindulási geometriából következően — bármelyik modell is álljon közelebb a valósághoz — mindkét esetben számolni kell az alsó- és középső-karbon karbonátos medencefáciesek, valamint a Szendrői Fillitnek az Abodi-alegységben történő megjelenésével (115a. ábra). Ennek ellenkezője ugyanis azt jelentené, hogy a déli részterületen kb. a devon/karbon határtól (eddig ui. az Abodi Mésző jelenléte feltétlenül

összekapcsolja a két alegységet) eltérne a földtani fejlődés alapkaraktere. A karbon képződmények jelenlétét igazolják a déli alegységben az alábbi adatok:

- A Szendrői Fillit előfordulásait az Abodi-alegységben bizonyítják a térképezési adatok (I. KOVÁCS & PÉRÓ 1994) az Abodi-völgy környékén több helyen is, Abod K-i határában, a Nagykőbánya-hegy Ny-i oldalában, az irotai Templomdombon, valamint Gadna környékén (Nagy-völgy, Cigány-völgy) is. Az Irota és Gadna közt kibukkanó kovapala, (kovás) agyagpala, metahomokkő, illetve kvarcit előfordulások — terepbejárásaim tapasztalatai alapján — ugyancsak a Szendrői Fillithez sorolhatók (2.3.3.2. fejezet).
- A Verebeshegyi Mészkönek két — Conodontával is igazolt — előfordulása is ismeretes az Abodi-alegységben az Abodi-völgy mentén (KOVÁCS & KOZUR 1980, illetve FÜLÖP 1994). Ehhez kapcsolódó terepi megfigyelés, hogy az Abodi-völgytől D-re, a Hársas-tető közelében vörösesbarna, Crinoidea-törmelékes mészkő található, amely feltűnően emlékeztet a Rakacai-alegységből ismert alsó-, és középső-karbon képződményekre (Verebeshegyi, illetve Kopaszhegyi Mészkö).
- A Szendrői-hegység tágabb, déli környezetében számos mélyfúrás harántolt karbon képződményeket (pl. Borsodszirák–1, Kazincbarcika–1, Felsőnyárád és Edelény környéki fúrások, Sajógalgóc–8, *IV. sz. melléklet*). A Sajógalgóc–8 fúrás rétegsora egyben nagyszerű példa a gyúrt szerkezetre a viszonylag távolabbi területeken is, hiszen közel 300 m vastagságban harántolt, Conodonta vizsgálatokkal igazolt, átbuktatott helyzetű rétegsort (I. FÜLÖP 1994, 57. old).

A fentiekből következően a hegység egészének szerkezeti modellje szempontjából kulcsfontosságú az „abodi rátolódási zóna”, ezért a továbbiakban az Abodi-völgy és környezetének földtani és szerkezeti adatait vesszük alaposabban szemügyre. Bár az Abodi-völgy és környéke a Szendrői-hegységen belül viszonylag jól feltárt részterület, mégisincs olyan kibúvás, ahol a devon mészkövek és karbon Szendrői Fillit kontaktusa közvetlenül is jól tanulmányozható lenne. Ezen érintkezést sajnos fúrás sem harántolta, ellentétben az Upponyi-hegység Lázberci- és Tapolcsányi-alegységének kontaktusával.

#### Térképezési adatok

A terület első térképezői közül csak FÖLDVÁRI (1942) tüntetett fel rátolódáshoz kapcsolódó, részleteiben nem tanulmányozott, tektonikus zónát Abod Ny-i szomszédságában (2.2.2. fejezet). Az említett „kvarcbreccsa mylonit” azonban nem a Szendrői Fillit és a devon képződmények (Abodi vagy Szendrőládi Mészkö) kontaktusán, hanem a „sötétszínű,

mészköpalasorozat elkovásodott krinoideás mészkőrétegei” (FÖLDVÁRI e kőzeteket a jelenlegi *Szendrőládi Mészkö F.* részének tekintette, a térképe szerint viszont az Abodi-völgy keletébbi *Verebeshegyi Mészkö* előfordulásáról van szó) és a „fehér kristályos mészkő és cippolino” (*Abodi Mészkö*) érintkezésénél lelhető fel. A terepbejárások során az említett „mylonitot” nem sikerült megtalálni.

REICH (1952) szerint az Abodi-alegység rátolódása a Rakacaira nem a főbb, litológiaiailag definiált sorozatok (*Szendrői Fillit*, illetve *Szendrőládi Mészkö*) kontaktusa mentén történt, hanem a rátolódás az attól jócskán É-ra, a *Szendrői Fillit* vonulatában húzódó kvarcit-vonulathoz köthető (vö. 2.2.2. fejezet).

SCHRÉTER (1948, 1949b), JÁMBOR (1958) és RAINCSÁKNÉ KOSÁRY (1978) nem említettek nagyszabású tektonikus övet az Abodi-völgy környékéről.

JÁMBOR (1958) így jellemezte a II. (*Szendrői Fillit*) és III. (*Szendrőládi és/vagy Abodi Mészkö*) sorozat, folytonos rétegátmenetűnek ítélt határát: (a III. sorozat) „...kezdőrétegeibe ugyanolyan szürke mészkövek [valószínűleg *Verebeshegyi Mészkö*] és agyagpalarétegek [*Szendrői Fillit*] települnek, mint az a II. sorozatra jellemző”. E megfigyelés megerősíti a karbon képződmények jelenlétét az Abodi-alegységben (l. még feljebb), amelyre SCHRÉTER (1949b) munkája is tett utalást. FÖLDVÁRI (1942) szintén utalt a viszonylag ritkán megfigyelhető, folytonos rétegátmenetre: „A fehér kristályos mészkő [*Abodi Mészkö és/vagy Rakacai Márvány*] felett egyes feltárásokban a „mészpala” sorozat [*Szendrőládi Mészkö F.*] alsó, kristályos mészkő-padjai [*Abodi Mészkö*] következnek, ezt a lemezes mészkőrétegek [*Szendrőládi Mészkö, s.s.*] követik, majd a sorozat fedőrétegei a palák [*Szendrőládi Mészkö medence fáciesű, törmelékes kifejlődései*]. Erre a sorozatra egészen természetesen következik a homokkő-pala sorozat [*Szendrői Fillit*] pala rétegcsoportja, alárendelt mészkő közbetelepülésekkel és a tenger sekélyesedését jelző homokkövekkel.”

Az egyes litológiai egységek térképi elterjedését vizsgálva az is hamar feltűnik, hogy a *Szendrői Fillit* szinte mindig az *Abodi Mészkö és/vagy a Verebeshegyi Mészkö* (azaz a leggyakoribb rétegtani feküsképződmények) közvetlen szomszédságában jelenik meg az Abodi-völgyben és környékén (vö. KOVÁCS & PÉRO 1994). Ugyanez a helyzet a *Szendrői Fillit* központi vonulatának északi peremén is (pl. *Szendrői Várhegy, Meszes, Rakacaszend, Verebes-hegy*). E szimmetrikus elrendeződés a *Szendrői Fillit* sávjának szinklinális pozícióját sugallja, hiszen a pikkelyes modell esetében a déli peremen nem számolhatunk a felső-devon és alsó-karbon képződmények megjelenésével.

Végül megemlíthető, hogy a pikkelyes modellek egyike sem írt le szerkezeti megfigyelésekkel is alátámasztott, jelentős mértékű rátolódást. A nagyléptékű rátolódásokat elsősorban az egyes képződménycsoportok feltételezett korviszonyai alapján és a feltárásokban helyenként megfigyelhető, kisebb feltolódások analógiájára vezették le.

### Szerkezeti megfigyelések

Az Abodi-völgy környékén is számos feltárásban jól megfigyelhető az egymáshoz viszonyított helyzetüket tekintve igen konzekvens irányítottságú palásság és metszési vonalasság (*V. sz. melléklet*), amelyek közvetve jelzik az egészében is meghatározó, gyúrt belső szerkezetet. A völgy mentén a rétegzés és palásság viszonya több helyen is a gyűrődések átbuktatott helyzetét igazolják (*V. sz. melléklet*). JÁMBOR (1958) folytonos rétegátmenetet említő, fenti észlelése szerkezetileg értelmezhető úgy, hogy a karbon képződmények (Verebeshegyi Mészkö és Szendrői Fillit, vö. KOVÁCS & PÉRÓ 1994) az Abodi-völgy mentén kisebb, szűk, átbuktatott (elnyírt?) szinklinálisokban jelennek meg a devon képződménysávokon belül.

A nagyobb mértékű rátolódáshoz kapcsolható, intenzív képlékeny vagy töréses deformációt mutató, milonitos-kataklázos tektonikus zónákat a terepbejárások során nem sikerült találni. Ugyanakkor a meglehetősen gyenge feltártsági viszonyok miatt ez még nem zárja ki ilyen zóna (vagy zónák) létét.

A terepi és mikroszerkezeti megfigyelések mindkét alegységben bizonyítják az azonos irányítottságú, gyúrt belső szerkezetet (vö. *5.5. fejezet*). A pikkelyes hegység szerkezeti modell e gyúrt belső szerkezet létrejöttére nem (vagy csak részben) ad magyarázatot, hiszen e modell elsősorban a feltolódások (közvetlen) környezetében teszi lehetővé a pikkelyeződéssel egyidejű, vonszolós eredetű redők kialakulását. Ez pedig nincs összhangban a megfigyelt szerkezeti adatokkal. Bár felvázolható olyan szerkezeti modell is, amelyben az egész egységet érintő gyűrődés csak a pikkelyes szerkezet kialakulása után következik be, azonban ebből az következne, hogy

(1) a feltolódás maga is gyúrt, amelyet az eddig publikált pikkelyes modellek egyike sem feltételezett (vö. *2.2.2. fejezet*),

(2) a rátolódás környezetében a különböző képződményeknek a jelenleg észlelhetőnél is jóval komplikáltabb térbeli eloszlást kellene mutatniuk.

Mindezen megfontolások a második — gyűrődéses — hegység szerkezeti alapmodellt támogatják. Ez nem zárja ki azonban, hogy az „abodi tektonikai zónában” kisebb mértékű rátolódás-pikkelyeződés valóban végbement, jöllehet a feltolódási vonal pontos térképi

lefutása, illetve rátolódás mértéke — mint az elmondottakból kiderült — egyelőre nem tekinthető tisztázottnak (vö. 2.4.4. fejezet). A pikkelyeződés az F<sub>1</sub> gyűrődési fázis után (esetleg e gyűrődés végső szakaszában) történhetett, hiszen az F<sub>1</sub> redők teljesen azonos irányítottságú szerkezetei részelemei mindkét alegységben megtalálhatók (vö. 5.5.1., 5.5.2.1., 5.5.2.2. fejezetek, ill. V. sz. melléklet). A pikkelyeződés a gyűrűt rendszer fejlődésének — a folytatódó kompresszió hatására bekövetkező — későbbi „evolúciós stádiumát” képviselheti, amely időben kapcsolódhatott az F<sub>1</sub> redőződési fázis kései szakaszához, de jelenthetett egy későbbi (F<sub>2</sub>?), önálló szerkezeti eseményt is.

### **7.3. Az Upponyi- és a Szendrői-paleozoikum kapcsolata**

A két paleozoos egység közt a felszínen kisebb kibúvások (Kurityán, Izsófalva, Rudolftelep, Szuhakálló, Sajóalgóc környéke) teremtenek kapcsolatot (SCHRÉTER 1929, BALOGH 1949, PANTÓ 1956, RAINCSÁKNÉ KOSÁRY 1978), amelyek a litológiai és metamorf petrogenetikai jellemzők alapján a Szendrői-egységhez sorolhatók (vö. FÜLÖP 1994). Sok barnaköszénkutató fúrás rétegsora mutatja egyértelműen (IV. sz. melléklet), hogy a szendrői paleozoos képződmények DNy-i irányban egészen a korábban bemutatott Darnói gravitációs maximum-vonulatig követhetők a pretercier medencealjzatban (2.4.2. fejezet, és I. sz. melléklet).

A Darnó-zóna keskeny, kiemelt aljzattájtáján belül azonban ismeretlen a két paleozoos egység érintkezése. Az ún. „sajóalgóci rög” területén a Sg-3 fúrás Upponyi-paleozoikumot tárt fel (FÜLÖP 1994), míg az e fúráshoz igen közel (kb. 1,3 km-re ÉK felé) mélyített Sg-8 fúrás pedig átbuktatott helyzetű, jellegzetes szendrői képződményeket azonosított (FÜLÖP 1994). A maradék anomáliatérkép alapján tehát a két egység elválasztása nem lehetséges (I. sz. melléklet), hiszen — figyelembe véve a felszínen észlelhető csapásirányokat is — Sajóalgóc környékén inkább upponyi típusú paleozoikum megjelenése lenne várható.

**A két egység közvetlen összefüggése nem igazolható** a földtani képződmények összevetése alapján (vö. JÁMBOR 1961; illetve I. Függelék). Litológiai szempontból az egyetlen azonos elem a felső-devon Abodi Mészkö. Ugyanakkor **az üledékképződés alapvető fejlődési tendenciái** az Upponyi-paleozoikum északi, Lázberci-alegységében **mégis jól összevethetők** a Szendrői-egységgel (azon belül is főként a Rakacai-alegységgel), hiszen mindkét egységben középső-, (felső?)-devon platformra felső-devon medencefáciesű képződmények, majd különböző (többnyire kis vastagságú) alsó-karbon karbonátos medencefáciesek következnek

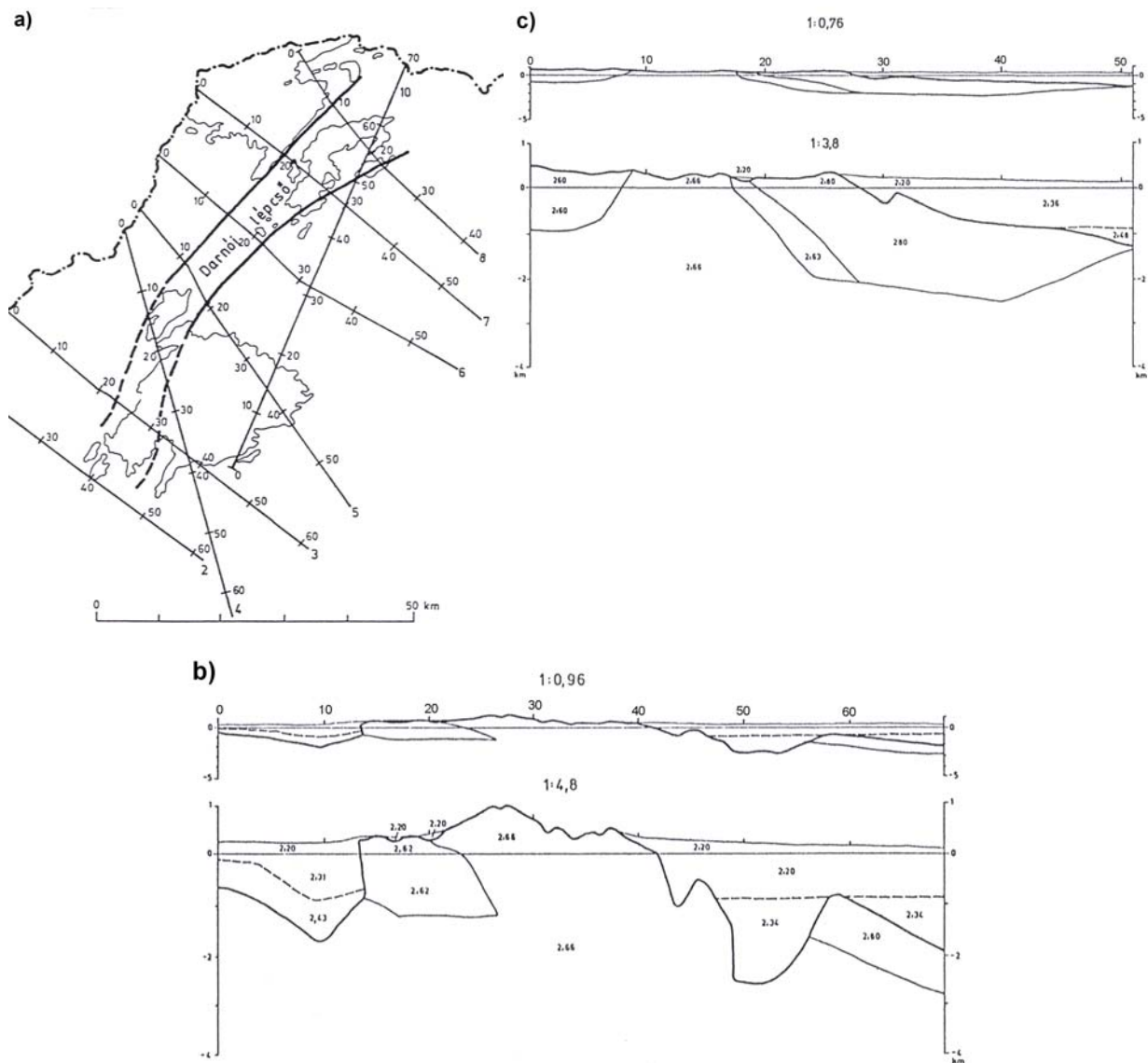
(2.3.2. és 2.3.3. fejezetek, illetve I. Függelék). Első látásra lényeges különbségnek tűnik a flis jellegű Szendrői Fillit hiánya az Upponyi-egységben. Azonban a hasonló korú Lázberci Formáció is igen jelentős mennyiségben tartalmaz — a felszíni feltárásokban csak elvétve kibukkanó, de fúrásokból ismert — homokkő-aleurolit-agyagpala rétegeket, amelyek egyértelműen jelzik a középső-karbon törmelékeny üledékképződést az Upponyi-hegységben is. A földtani fejlődéstörténetben mutatkozó szembeötlő hasonlóság feltétlenül arra utal, hogy az említett egységek a jelzett időintervallumban egy ősföldrajzi térség egymáshoz meglehetősen közeli részeit alkothatták. EBNER et al. (1998) elemzése szerint ezen régió — a Karni Alpokkal, Déli-Karavánokkal és a Grazi-paleozoikummal együtt — a Prototethys déli selfjén helyezkedett el.

A földtani felépítés szempontjából igazán **lényeges eltérés** a két paleozoos összlet közt **a Tapolcsányi-alegység képződményeinek hiánya a Szendrői-hegységben**. Ezen alegység formációi mind kor (mélyebb alsó-paleozoikum), mind kifejlődési sajátosságait tekintve (pl. Strázsahegyi F.) meglehetősen egyedi sorozatot képviselnek a régióban (2.3.2.2. fejezet, illetve I. Függelék). Az egység folytatása — általában meredek dőlésű fekete, gyakran kovásodott, mangános agyagpalák, kvarcitok és metahomokkővek — a Rudabányai-hegység DK-i peremén nyomon követhető (FÜLÖP 1994, LESS 1997, 2.3.2.1. fejezet).

A két egység alpi tektonometamorf fejlődéstörténete (7.1. fejezet) alapvető vonásaiban rendkívül hasonló (vö. még JÁMBOR 1961), ami — a geokronológiai adatok által is igazolt — közös kréta tektogenezist tükröz. A metamorfózis intenzitásában észlelhető különbség a Szendrői-egység mélyebb eltemettségét jelzi az alpi orogén során.

Az Upponyi- és Szendrői-egységek viszonyának szempontjából figyelemre méltóak végül BALLA (1989) a Darnó-zónára merőleges, ÉNy-DK-i irányú szelvények mentén végzett gravitációs modellszámításainak eredményei. A 6., 7. és 8. jelzésű szelvényeken (116a. ábra) a Szendrői- és Rudabányai-hegység között keskeny, ékszerű, DK-i irányban a Szendrői-egység alá dőlő, gravitációs ható mutatható ki (116c. ábra), amely a fenti szelvények összehasonlítása alapján DNy-ről (6. szelvény) ÉK felé haladva (8. szelvény) egyre vékonyabbá válik. E ható **geometriai helyzete** továbbá teljesen analóg az Upponyi-egységgel a DNy-i, a Bükk és Upponyi-hegységeket átszelő, 4. és 5. jelű szelvényeken (116b. ábra).





**116. ábra. BALLA (1989) szelvénymenti gravitációs modellszámításainak eredményei.**

(a) A vizsgált szelvények nyomvonala és számozása. A tárgyalt gravitációs ható mindkét bemutatott szelvény 10 és 20 közti szakaszán található. (b) A 4. szelvény (Upponyi-hg.) és (c) a 7. szelvény (Szendrői-hg.) mentén kapott gravitációs hatók. Az egyes szelvények mentén a gravitációs hatókat két, egymás alatt látható ábra is szemlélteti, amelyek eltérő függőleges léptékben mutatják a modellezés eredményeit. A számok a hatók átlagsűrűségeit, a szaggatott vonal az üledékösszletben, a folytonos vonal pedig az aljzatban húzódó sűrűséghatárokat jelzik.

Figyelembe véve a Rudabányai-hegység DK-i szegélyén húzódó Tapolcsányi Formáció vékony sávját (FÜLÖP 1994, LESS 1997), lehetséges értelmezésnek tűnik ezen ékszerű, a Darnó-zóna mentén ÉK felé elvékonyodó gravitációs hatót az Upponyi-egység tektonikusan erősen redukált vastagságú maradványának tekinteni. Ezen értelmezés azonban a modellszámítások (pl. a hatók átlagsűrűségének különbségei az egyes szelvények mentén) és a földtani korreláció jelentékeny bizonytalanságai miatt hangsúlyozottan feltételezett jellegű.

#### 7.4. *Összevetés a szomszédos szerkezeti egységekkel*

A közvetlenül szomszédos **Bükki-, Tornai- és Szilicei-egységek** belső szerkezetét szintén gyűrődések határozzák meg (vö. pl. GRILL 1989, CSONTOS 1999, FODOR & KOROKNAI 2000, 2003, HIPS 2001, LESS 1997, LESS et al. 2002), akárcsak az Upponyi- és Szendrői-egységeket. Ezen alapvető hasonlóságon túl további egyezések is felfedezhetők a szerkezetfejlődésben.

Fontos közös jellemző, hogy minden metamorf egységben észlelhető a rétegpárhuzamos első palásság ( $S_{0-1}$ ), amelynek keletkezése a Bükki- és Tornai-egységekben korai takaró- és/vagy redőképződéshez kapcsolódhatott (CSONTOS 1999, FODOR & KOROKNAI 2000, 2003). Tektonikus eredetet jeleznek a mikroszerkezeti vizsgálatok eredményei a rétegpárhuzamos első palásságot hangsúlyosan tükröző Upponyi- és Szendrői-egységekben is (vö. 5.4.2.4. és 5.5.2.4. fejezetek). E szerkezeti eseményhez tartozó vergencia biztosan egyik egységben sem állapítható meg.

A régió valamennyi egységének alapvető belső struktúráját a rétegzéssel párhuzamos első palásságot meggyűrő redők szabják meg. A metamorf egységekben e szerkezeti esemény vezet az uralkodó megjelenésű „főpalásság” ( $S_2$ ) kialakulásához az inkompetens képződményekben. A fő gyűrődések tengelyirányai adott egységen belül is jelentősen változnak, ami a későbbi gyűrődések és (képlékeny-töréses) nyírózónák hatásával magyarázható. A meghatározó gyűrődési fázis az összes egységben kréta korú, s — a rétegpárhuzamos első palássággal együtt — a legintenzívebb képlékeny alakváltozást eredményezte a kőzetekben. Bár az egyes egységek közt eltérés mutatkozik a fenti deformációkat kísérő metamorfózis fokában, azonos viszont, hogy minden egységben egyértelműen e két esemény során jöttek létre a legmagasabb hőmérsékletű képlékeny szerkezetek. E szerkezeti fázis vergenciája a Szendrői- és Upponyi-egységekben É(Ny)-i (vö. 5.4.2.4. és 5.5.2.4. fejezetek), a Tornai-egységben nem állapítható meg biztonsággal (FODOR & KOROKNAI 2000, 2003), a Bükkben viszont DK-i vergenciájú (CSONTOS 1999, LESS et al. 2002).

A térképileg és a feltárásokban egyaránt meghatározó elsődleges gyűrt szerkezeteket mindenhol utólagos redők torzítják tovább. Ezek — szerkezeti egységtől független — közös jellemzője, hogy tengelyirányaik erősen szórnak, s gyakran nem világos, hogy hány független szerkezeti esemény termékeinek tekinthetők. CSONTOS (1999) a Bükk hegységben legkevesebb három utólagos redőződési fázist állapított meg a tengelyirányok és felülbélyegzési kritériumok alapján. A Tornaikumhoz tartozó Martonyi-, illetve Nagykői-alegységekből két

utólagos fázis ismert (FODOR & KOROKNAI 2000, 2003). Az Upponyi- és Szendrői-egységekben terepi és mikroszerkezeti kritériumok segítségével szintén két főbb utólagos gyűrődési fázis különíthető el (vö. 5.3., 5.4.1. és 5.5.1. fejezet), amelyek közül az idősebbhez lokálisan megjelenő, gyenge krenulációs palásság ( $S_3$ ) is kapcsolódott. Az utólagos redők stílusa minden egységben a az  $F_1$  gyűrődésekhez képest lényegesen alacsonyabb deformációs hőmérsékletet jelez, tehát e gyűrődések feltétlenül az egységek maximális metamorfózisát követő hűléshez kapcsolódtak.

Az utólagos gyűrődések között mindenhol a legfiatalabb generációt képviselik az összes korábbi szerkezetet deformáló, meredek tengelyű, kink geometriájú redők. Ezek a korábbi szerkezetek csapását akár  $90^\circ$ -kal is elcsavarhatják, s helyenként térképi léptékben is jelentősek. Képződésük félig képlékeny nyírózónák aktivitásához kötődik (vö. 5.4.1. és 5.5.1. fejezetek). Ilyen redők a Bükki- (CSONTOS 1999) és Tornai-egységeken (FODOR & KOROKNAI 2000, 2003) kívül valószínűsíthetők a nem (vagy csak alig) metamorf Szilicei-takaróban is: HIPS (2001) az Aggtelek-Rudabányai hegységből K-Ny-i (ill. ÉK-DNy-i) csapású fő szin- és antiformokat írt le, de megemlíti ezekre közel merőleges (ÉÉNy-DDK-i csapású), alárendeltebb jelentőségű gyűrű szerkezeteket is. Ez utóbbiak képződését ugyan egy önálló ÉK-DNy-i kompressziós erőterhez kötötte, azonban e redők stílusukban teljesen megegyeznek a fő gyűrődésekkel (HIPS szóbeli közlés), ezért lehetséges, hogy csupán a korábbi redők tengelyeinek kisebb-nagyobb nyírózónák mentén fellépő „elcsavarodásáról” van szó, amely zónák — legalábbis a csapásirányok hasonlósága alapján — esetleg korrelálhatóak a Szendrői-egység ÉNy-i részén megjelenő (K)ÉK-i dőlésű palássági blokkokkal.

A fentiek alapján megállapítható, hogy a képlékeny szerkezetfejlődés komoly hasonlóságokat mutat a tárgyalt egységekben. Ez arra utal, hogy a kréta tektogenezis során a térség szerkezeti elemei egymáshoz hasonló geodinamikai helyzetben voltak. Az Upponyi- (és valószínűleg a Szendrői-), illetve a Szilicei- (és Tornai?)-egységek szomszédos (de legalábbis viszonylag közeli) pozícióját közvetlenül is igazolja, hogy a felső-kréta Nekézsenyi Konglomerátum az Upponyi-egység közetein kívül tartalmaz a Bódvai-egységből származó kavicsokat is (BREZSNYÁNSZKY & HAAS 1984, CLIFTON et al. 1985). LESS (2000) szerint az Upponyi-egység a Tornai-egység aljzatát képezhetette, amely elképzelést támogatni látszanak az igen hasonló szerkezeti jellegek (vö. PANTÓ 1956, FODOR & KOROKNAI 2000, 2003), illetve a geofizikai adatok (vö. 2.4.4. fejezet) is. A tágabb környezet kulcskérdését a Bükk késő-kréta pozíciója jelenti, azonban e vonatkozásban közvetlen földtani-geofizikai adatok alig állnak rendelkezésre.

BALLA (1989) az Upponyi- és Szendrői-egységeket egyaránt vékony (1-3 km) takaróként értelmezte szeizmikus szelvények alapján. E takarók ismeretlen — a Szendrői-paleozoikum esetében kisebb sűrűségű (az aggtelek-rudabányai típusú perm-triász képződményeket magukba foglaló?) — takaróegység(ek)en települnek (vö. 2.4.3. és 2.4.4. fejezetek). Ez az interpretáció szerkezetileg lényegében a vizsgált egységek ún. thin-skinned („vékony héjú”) modelljének feleltethető meg, amely szerint a vékony, ópaleozoos buroksorozatok (és permomezozoos fedőjük) a kréta tektogenezis során az egykori kristályos aljzatról lenyíródott, allochton tektonikai elemek. A Keleti-Alpokban ilyen típusú szerkezeti egységek például a Felső-keletalpi takarórendszerbe tartozó Grazi-paleozoikum és a Gurkvölgyi takaró. A fenti modell természetesen csak akkor érvényes, ha a szelvények alapján feltételezett takarós szerkezet valóban kréta — s nem terciér — folyamato(ka)t tükröz, hiszen az utóbbi esetben már kétszeres allochtonitással kellene számolni.

Ugyanakkor SZALAY et al. (1979), ALBU & POSGAY (1982) SZALAY & ALBU (1986) értelmezése szerint a Szendrői-paleozoikum a szeizmikus szelvényeken jól követhető ÉNy felé az Aggtelek-Rudabányai-hegység permomezozoos képződményei alatt. Ezen interpretáció szerint a paleozoos összlet nem alkothat takarót a mezozoos képződmények felett (vö. 2.4.4. fejezet).

A nagyszerkezeti értelmezés szempontjából végül feltétlenül érdemes figyelembe venni, hogy a szendrői paleozoos képződményekben előforduló kvarctelérekből GATTER & BOGNÁR (1987) magas sótartalmú, NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O típusú fluidzárványokat és NaCl zárványokat mutatott ki, amely adatok a paleozoos összlet alatt elhelyezkedő evaporitos kőzetek jelenlétére utalhatnak. Ezen eredmények a BALLA (1989) által megfogalmazott szerkezeti értelmezést látszanak alátámasztani.

## **7.5. Összevetés az alp-kárpáti-dinári térség hasonló sorozataival**

Az alábbiakban röviden ismertetem az alp-kárpáti-dinári régió néhány fontosabb, az alsópaleozoos (ordovícium–középső-karbon) üledékciklus képződményeit (is) tartalmazó szerkezeti egységének meghatározó szerkezeti és metamorf jellemzőit. A bemutatott egységek tárgyalását részben az Upponyi- és Szendrői-egységekhez való szoros földrajzi közelség, részben pedig a litosztratigráfiai felépítésben és a földtani fejlődéstörténetben mutatkozó jelentékeny hasonlóságok indokolják.

### 7.5.1. Dunántúli-középhegység és környezete

Az upponyi és szendrői összeteket az ALCAPA blokk hazai területén két fontosabb ópaleozoos sorozattal vethetjük össze:

(1) A **Dunántúli középhegységi-egység ópaleozoos sorozatának** kistektonikus metamorfózisa (LELKESNÉ FELVÁRI 1978) és többfázisú, DDNy-i vergenciájú gyűrődése (DUDKO 1986) biztosan variszkuszi korú, amit a diszkordánsan rátelepülő, nem metamorf permomezozoos rétegsor, illetve a geokronológiai adatok is egyértelműen igazolnak.

(2) A Középhegységi-egységet ÉNy-ról határoló — a Grazi-paleozoikummal(?) korrelálható (FÜLÖP 1990) — polimetamorf **Rábamenti Metamorfit Összetet** (nagyon) kistektonikus eoalpi metamorfózis érte (ÁRKAI & BALOGH 1989). E sorozat közzétett felépítése azonban jelentősen eltér az Upponyi- és Szendrői-paleozoikumtól, jóllehet a hézagos mélyfúrás adatok csak igen korlátozott érvényű összevetést tesznek lehetővé (vö. FÜLÖP 1990).

### 7.5.2. Belső Nyugati-Kárpátok

A **Gömöri-egységből** NÉMETH et al. (1997) többfázisú, jellemzően D-i vergenciájú, variszkuszi gyűrődés(ek)e)t írtak le, amelyeket az alpi orogenezis korai fázisában É-i vergenciájú gyűrődések és feltolódások „dolgoztak át”. A variszkuszi és az alpi szerkezetalakulást egyaránt kistektonikus metamorf átalakulás kísérte (FARYAD 1995, 1997, FARYAD & DIANŠKA 1999). A gyűrű szerkezeteket később meredek helyzetű, konjugált — kb. ÉK-DNy-i csapású balos, illetve ÉNy-DK-i jobbos — képlékeny nyírózónák metszették át, amelyek a Gömöri-egység ívszerű meghajlásához vezettek a kréta szerkezetalakulás késői fázisában (NÁVESŇÁK 1993, NÉMETH et al. 1997).

PUTIŠ (1991) és PUTIŠ et al. (1999) az ÉK-DNy-i csapású, penetratív krenulációs palásságot mutató, kréta diszlokációs öveket képlékeny, balos transzpressziós nyírózónákként (pl. Muraň és Pohorelá zónák) értelmezték a **Gömöri- és a Vepori-egységben**, illetve a két egység határzónájában. A szerzők szerint e transzpressziós zónák a késő kréta során részben mint transztenziós övek (pl. Králova Hol'a, Fabova Hol'a, Lubeník-Margečany-zónák) reaktiválódtak.

### 7.5.3. Keleti- és Déli-Alpok

FRITZ (1991), FRITZ et al. (1991) a **Grazi-paleozoikumból** két fázisú eoalpi (kréta) takaróképződést határozott meg:

D<sub>1</sub>: Ny-i vergenciájú áttolódások takaró-redők képződésével,

D<sub>2</sub>: É(ÉNy)-i vergenciájú áttolódás és gyűrődés.

A kompressziós szerkezeteket a késő-kréta során képlékeny, lapos szögű normál vetők és meredek, KÉK-NyDNY-i csapású, balos nyírózónák deformálták tovább (D<sub>3</sub>). A lapos szögű vetők gyakran a korábbi takaróáttolódási felületeket reaktiválták. Az intenzív alpi metamorfózis és képlékeny deformáció miatt a variszkuszi esemény(ek) nyomai nem őrződtek meg, illetve csak apró szöveti reliktumokban sejthetők (FRITZ 1991).

A **Déli-Alpok** K-i szektorából (Karni-Alpok) CASTELLARIN & VAI (1981), VENTURINI (1990), valamint LÄUFER (1996) variszkuszi, D-i vergenciájú, többfázisú szoros-izoklinális gyűrődést és takaróképződést írtak le, amelyet nagyon kisfokú metamorfózis kísért.

Az alpi gyűrődéses szerkezetalakulás kevésbé intenzív: szimmetrikus, tág-nyílt redők és északi vergenciájú feltolódások jellemezték, amely utóbbiak részben Periadriai-vonal menti terciér dextrális transzpresszióhoz kapcsolódtak (SCHMIDT et al. 1993, LÄUFER 1996). Az eoalpi metamorfózis nagyon kisfokú (anchizónás, LÄUFER 1996). A Periadriai-zóna menti kisebb blokkokban (pl. Eder-egység) azonban terciér korú (oligocén-miocén), epizónás átalakulás észlelhető (LÄUFER 1996).

#### 7.5.4. Dinaridák

A nyugat-szerbiai **Jadari-paleozoikum** területéről variszkuszi és alpi gyűrődést, illetve anchimetamorfózist említett PEŠIC (1982), FILIPOVIĆ et al. (1992), valamint DOKOVIĆ et al. (1996). A földtani felépítés tekintetében az upponyi és szendrői összletekkel számos rokon vonást mutató sorozatban a helyenként megőrződött variszkuszi redőszerkezetek eredetileg kb. ÉK-DNY-i csapásúak, és ÉNy-i vergenciájúak. A jellemzően tág, alpi gyűrődések tengelyiránya erre nagyjából merőleges, kb. ÉNy-DK-i (PEŠIC 1982).

A horvátországi **Medvednica-hegység** paleozoos összletéből TOMLJENOVIC et al. (2003) zöldpala fáciesű, kréta metamorfózist, és többfázisú képlékeny szerkezetalakulást írt le: D<sub>1</sub>: Szinmetamorf, elsődleges palásság kialakulása lokális milonitos zónákkal, amelyekben ÉK-i irányú rátolódások észlelhetők. E deformációt késő-jura–alsó-kréta korúnak tételezték fel. D<sub>2</sub>: Szoros-izoklinális gyűrődés DK-i dőlésirányú, szinmetamorf S<sub>2</sub> tengelysíkpalásság képződésével. Ezt a fázist a krétába (posztalbai–preszenon) sorolták.

D<sub>3</sub>: ÉNy-i vergenciájú redők és feltolódások képződése, amelyet újabb DK-i dőlésirányú tengelysíkpalásság kialakulása is kísért. E deformáció paleocén–eocén korú.

D<sub>4</sub>: A D<sub>3</sub> fázisban létrejött DK-i dőlésű felületek felújulása ferde jobbos eltolódásként. E deformáció, amelynek kora paleogén–preottnangi, a Gosau-rétegekben észlelhető.

### 7.5.5. Összefoglalás

Az alp-kárpáti-dinári térségben — a Dunántúli-ópaleozoikum és a Medvednica-hegység kivételével — variszkuszi és alpi metamorfózis, illetve kapcsolódó képlékeny deformáció egyaránt érintette a tárgyalt egységeket.

Az Upponyi- és Szendrői-egységekben közvetlen adatokkal csak az alpi metamorf esemény igazolható (ÁRKAI et al. 1995). A szomszédos szerkezeti egységek (Bükk, Tornaikum) — bizonyítottan kréta korú — kistekély metamorfózisa (ÁRKAI et al. 1995) és intenzív többfázisú gyűrődése (pl. GRILL 1989, CSONTOS 1999, LESS et al. 2002, FODOR & KOROKNAI 2000, 2003) ugyancsak az alpi hatás jelentőségére hívják fel a figyelmet. Ugyanakkor a fenti áttekintés mégis azt sugallja, hogy a variszkuszi orogenezis az Upponyi- és Szendrői-egységeket is érinthette. Az erős alpi felülbélyegzés miatt azonban — akárcsak a Grazi-paleozoikumban — a prealpi esemény közvetlenül nem mutatható ki. A csak apró szöveti reliktumokban megőrződött  $D_1$  redők (*l. 5.5.2. fejezet*) képviselhetik e feltételezett variszkuszi esemény maradványait, azonban a szomszédos szerkezeti egységekkel való összevetés alapján valószínűbbnek tűnik, hogy e reliktumok az alpi szerkezetalakulás korai szakaszához tartoznak (*vö. 7.4. fejezet*).

A Vepori- és Gömöri-egységek határzónájából (PLAŠIENKA et al. 1999, LUPTÁK et al. 2000), illetve a Grazi-paleozoikumból (FRITZ et al. 1991, NEUBAUER et al. 1995) megismert, a késő-kréta extenzióhoz (transztenióhoz) kapcsolódó, a felső lemez(ek) K(DK)-i lecsúszását jelző mikroszerkezeteket (extenziós krenuláció, nyírási szalagok) a vizsgálati területen sehol sem találtam. A Szendrői- és Upponyi-egységekben észlelt egyszerű nyírási mikroszerkezetek a szerkezetfejlődés korai, kompressziós (transzpressziós) fázisához köthetők (*5.4.2.4., 5.5.2.4., 7.1. fejezetek*). Ebből következően a Szendrői- és Upponyi-egységek késő-kréta exhumációja, amit a geokronológiai adatok (ÁRKAI et al. 1995) és közvetlenül a Nekézsenyi Konglomerátum törmelékanyaga is jeleznek, nem hozható közvetlen összefüggésbe a megfigyelt képlékeny (mikro)szerkezeti adatokkal.

A geokronológiai adatok szerint az Upponyi- és Szendrői-egységek kréta metamorfózisa, illetve azt követő hűlése (~110–120 Ma, ÁRKAI et al. 1995) kb. egyidős a Gömörikum szintén zöldpala fáciesű, alpi metamorfózisával és hűlésével (kb. 100–130 Ma, KÁNTOR et al. 1981, FARYAD 1997), viszont kissé idősebb, mint a Veporikum amfibolit fáciest is elérő metamorfózisa és kihűlése (90–100 Ma; MALUSKI et al. 1993, DALLMEYER et al. 1996, KOVÁČIK et al. 1997, JANÁK et al. 2001a-b, KOROKNAI et al. 2001b). Ugyanakkor a Mellétei-

egység (nagyon) kisméretű metamorf kőzetek kissé idősebb korokat (kb. 120–145 Ma, ÁRKAI et al. 2003) jeleznek. E geokronológiai adatok a felsorolt egységek mindegyikének alsó lemez helyzetére utalnak a Mellétei-egységhez képest a kréta tectogenezis során, ideértve a késő-jurában (kb. 150–160 Ma) kékpala fáciesű metamorfózist szenvedett Barkai-egységet is (MALUSKI et al. 1993, DALLMEYER et al. 1993, FARYAD & HENJES-KUNST 1997).

Végül érdemes a Gömör-Bükk régió főbb szerkezeti egységeinek térképi rajzolatára is egy rövid pillantást vetni. E vizsgálati léptékben azonnal szembeötlő a Bükki- és Szendrői-, illetve a Gömöri- és Vepori-egységek íves meghajlásának hasonlósága: a nyugati részeken dominánsan ÉK-DNY-i csapásirányok kelet felé először fokozatosan K-Ny-i csapásba, majd a keleti részen ÉNy-DK-i irányba hajlanak át. A szlovák szerzők egy része e jelenséget a kréta során aktív, a korábbi kompressziós szerkezeteket részint felülíró, meredek helyzetű, alpi eltolódásos nyírózónák működésével hozzák összefüggésbe a Vepori- és Gömöri-egységekben (7.5.2. fejezet). A Bükk hegység ívelődését CSONTOS (1999) — legalább részben — ugyancsak késő-kréta nyírózónák aktivitásához kapcsolja. Az Upponyi-paleozoikum északi részén észlelt képlékeny balos nyírások irányítottsági és kinematikai szempontból jól egybevágnak a szlovák területen észleltekkel. A Szendrői-paleozoikumban a gyenge balos komponensű feltolódásos, és a főként az (É)Ny-i részen jellemző balos nyírások szintén jól beilleszthetők a balos transzpresszív rezsimbe, habár ezen egységben a kompresszív jelleg (gyenge balos komponenssel) erőteljesebb, mint az Upponyi-egységben (vö. 5.5.2.2. és 5.5.2.4. fejezetek). Mindez arra utal, hogy a jelenleg megfigyelhető szerkezeti sajátosságok alapján kétségtelenül terciér korú Darnó-zóna (vö. 2.3.2.1., 2.4.2. fejezetek) — legalább helyenként — kréta képlékeny eltolódásos jellegű nyírást szenvedett kőzettesteket is magába foglal. E zónák a miocén szerkezetalakulás során — a kréta képlékeny deformáció során létrejött irányítottságból és gyengült reológiai karakterből fakadóan — viszonylag könnyebben reaktiválódhattak.



## 8. Összefoglaló következtetések

Dolgozatomban az upponyi és szendrői paleozoos összletek képlékeny szerkezetfejlődését vizsgáltam. Az eredmények alapján az Upponyi- és Szendrői-egységek belső szerkezetét több fázisban kialakult, összetett geometriájú gyúrt rendszer határozza meg. A két egység tektonometamorf fejlődésének alapvető vonásai igen hasonlóak, azonban számottevő eltérés jelentkezik a metamorf fokban (Upponyi-egység: maximálisan kb. 350°C, Szendrői-egység: kb. 450°C), amelyet a metamorf kőzettani adatok mellett a mikroszerkezeti megfigyelések is jól tükröznek. Az eredmények alapján az alábbi képlékeny deformációs események különíthetők el:

**D<sub>1</sub>:** A legkorábbi képlékeny deformációs esemény mindkét egységben erős lapítottságot hozott létre a rétegzéssel kb. párhuzamosan ( $S_{0-1}$ ). A mikroszerkezeti vizsgálatok szerint e szöveti irányítottság egy korai, csak apró reliktumokban megőrződött gyűrődési eseményhez, és/vagy takaróáttolódáshoz kötődhet. E deformáció kora ismeretlen, a szomszédos magyarországi — kréta tektogenezisű — tektonikai egységek szerkezetalakulása alapján az alpi kor tűnik valószínűnek, az alp-kárpáti-dinári régió analógiái szerint azonban a variszkuszi deformáció sem zárható ki.

**D<sub>2a</sub>:** A rétegzéssel párhuzamos első palásság ( $S_{0-1}$ ) jellemzően ÉNy-i vergenciájú, zárt-szoros, helyenként izoklinális  $F_1$  redőkbe gyűrődött a kréta orogenezis során (eoalpi fázis). E szerkezetileg meghatározó  $F_1$  gyűrődések az Upponyi-hegységben és a Szendrői-hegység nyugati részén ÉK-DNy-i, míg az utóbbi keleti részén K-Ny-i irányúak. A rétegzéssel párhuzamos első palásság és az  $F_1$  redőződés során létrejövő „főpalásság” ( $S_2$ ) a legmarkánsabb szerkezeti elemek mindkét egységben, amelyek elválasztása egymástól a redőszárnyakon sokszor csak vékonycsiszolatos vizsgálattal lehetséges.

A képlékeny alakváltozást e deformációs fázisban döntően koaxiális lapulás határozta meg, amely feltárás- és kézipéldányléptékben egyaránt jól észlelhető. Ide kapcsolható egyes kőzetalkotó-elemek (fossziliák, intraklasztok)  $F_1$  redőtengelyekkel és a metszési vonalassággal párhuzamos, szabad szemmel észlelhető hossz tengely szerinti rendeződése, illetve megnyúlása a palásság síkjában. Az Upponyi-egység É-i részétől eltekintve, e megnyúlással párhuzamos és a palásságra merőleges metszetekben nem észlelhető egyszerű nyírás.

Az irányított szövet kialakulásában a  $D_2$  esemény során a nyomási oldódás meghatározó szerepű a sziliciklasztos kőzetekben, amit a kvarc — Fedorov-asztallal meghatározott — markáns kitüntetett kristálytani irányítottságot nem mutató  $c$ -tengely mintázatai is megerősítenek. A nyomási oldódás szerepe fontos a karbonátok esetében is, e

kőzetcsoportban azonban a kristályplasztikus deformációs mechanizmusok (diszlokációs kúszás, dinamikus átkristályosodás, ikresedés), illetve a szemcsehatár menti csúszás uralkodnak. Az intrakristályos deformációs mechanizmusok fokozottabb aktivitását e kőzetcsoportban jól jelzi, hogy a karbonátokban általában sokkal intenzívebb az  $S_2$  palásság szerinti transzpozíció és átkristályosodás, mint a sziliciklasztos kőzetekben, amelyekben a kevésbé intenzív kristályplasztikus deformáció következtében a korai szerkezetek jobban megőrződtek. A kristályplasztikus deformáció szöveti bélyegei észlelhetők a kvarcban is, ami — összhangban a kalcit igen intenzív átkristályosodásával — legalább 270-300°C-os hőmérsékletet jelez a deformáció során.

A két új kloritoidpala előfordulásban az  $S_2$  palássághoz képest posztttektonikus (részint késői szintektonikus) — a metamorfózis maximális hőmérsékletű szakaszához köthető — kloritoidok azt jelzik, hogy a  $D_1$  és  $D_{2a}$  események még a metamorfózis termális csúcsa előtt, a prográd szakaszban mentek végbe. Igen hasonló szöveti megjelenésű és kémiai összetételű kloritoidok ismeretesek a Gömörikum D-i és Ny-i részén, illetve Brusník–1 fúrásban is. A fő gyűrődések korai jellegét megerősíti továbbá — az ugyancsak a metamorfózis termális csúcsához kapcsolható — az  $S_{0-1}$  és  $S_2$  palássági felületekhez képest gyakran posztttektonikus képződést jelző biotit, epidot-klinozoit, illetve ércásvány-generáció megjelenése is. A Szendrői-hegységben gyakori statikusan átkristályosodott kvarc-aggregátumok ugyancsak a metamorfózis maximális hőmérsékletű szakaszában képződtek.

**D<sub>2b</sub>**: Képlékeny nyírás az  $S_2$  palássági felületek mentén, amely az  $F_1$  gyűrődés és a metamorfózis termális csúcsa után — de még relatíve magas hőmérsékleten ( $\geq 300^\circ\text{C}$ ) — ment végbe. A megnyúlási vonalasság helyzete és a nyírásjelző szerkezetek alapján a Darnó-zóna közvetlen közelében — eredeti helyzetben — főként ÉK-DNy-i irányú balos eltolódások, máshol É-ias (ÉNy és ÉÉK közötti) vergenciájú feltolódások (gyenge balos komponenssel) észlelhetők mindkét egységben. E deformációs eseményt főként a karbonátos kőzetek mikroszerkezete jelzi, amelynek egyszerű nyírásos eredetét a kalcit  $c$ -tengely irányítottsági vizsgálatok és a szemcseszintű alakváltozási adatok is igazolják. Ugyanakkor nagymérvű képlékeny elmozdulással jellemezhető milonitos övek egyik egységben sem igazolhatók. A balos komponensű, ferde feltolódások, illetve a fel- és eltolódások kisebb doménekbe történő megoszlása (ami főként az Upponyi-egységre jellemző) egyaránt azt jelzi, hogy a kompresszió nem ortogonális helyzetű, hanem transzpresszív jellegű. Hasonló tektonikai rezsím ismert a Belső Nyugati-Kárpátok szerkezeti egységeiben is az eoalpi képlékeny szerkezetalakulás során.

**D<sub>3</sub>:** A korábbi szerkezetek általában kevésbé intenzív gyűrődést (F<sub>2</sub>) szenvedtek. Az F<sub>2</sub> redők irányítottsága általában F<sub>1</sub> redőkhöz hasonló. E gyűrődési fázisban újabb (gyengén fejlett) krenulációs palásság (S<sub>3</sub>) főként a finomszemű törmelékes üledékes kőzetekben (aleurolit- és agyagpalák) jött létre – elsősorban a Szendrői-egységben. E deformáció a metamorfózis retrográd szakaszában, az F<sub>1</sub> gyűrődésekhez képest lényegesen alacsonyabb hőmérsékleten (<300°C) ment végbe, hiszen nem kapcsolódik hozzá számottevő metamorf átkristályosodás és intrakristályos defromáció. Az F<sub>2</sub> redőtengelyek gyakran jelentős dőlésszöge, illetve helyenként anomális (ÉNy-i vagy DK-i) dőlésiránya e deformációs fázisban is transzpresszív tektonikai rezsimre utal.

A D<sub>2a</sub>, D<sub>2b</sub> és D<sub>3</sub> események képviselhetik egy progresszív deformáció különböző szakaszait, amelyek alapvetően ugyanazon transzpresszív rezsimhez köthetők.

**D<sub>4</sub>:** A többnyire meredek tengelyű F<sub>3</sub> kink-gyűrődések félig-képlékeny, kb. É-D-i és ÉNy-DK-i csapású nyírózónákhoz kötődnek. E redőkhöz már nem társult újabb palássági generáció kialakulása. E deformáció viszonylag alacsony hőmérsékleten (<200°C), a töréses és képlékeny tartományok határzónájában ment végbe.

A képlékeny szerkezetfejlődés felsorolt fázisai nagyfokú hasonlóságot mutatnak a szomszédos szerkezeti egységekkel. A bonyolult geometriájú gyűrt(-pikkelyes) belső szerkezetet több fázisban létrejött terciér törések tették még összetettebbé.

Összegzésként megállapítható, hogy a vizsgált egységek korábbi monoklinális, illetve egyszerű pikkelyes szerkezeti modelljei (alárendelt, lokális gyűrődésekkel) nem képesek magyarázatot adni a megfigyelt szerkezeti jellegekre. Az Upponyi-hegység esetében a mikroszerkezeti adatok SCHRÉTER (1943) gyűrt hegységszerkezeti modelljét támasztják alá. A Szendrői-hegységben a mikroszerkezeti adatok szintén a gyűrt alapszerkezetet bizonyítják (vö. RAINCSÁKNÉ KOSÁRY 1978, FÜLÖP 1994). A mindkét egység északi részén megjelenő, nagyobb kiterjedésű — a szakirodalomban gyakran rideg, lényegi belső deformációtól mentesnek tekintett — mészkőblokkok belső szerkezetét az eredmények szerint éppúgy gyűrődések határozzák meg, mint a törmelékes üledékes kőzetekből felépülő képződménysávokét. Ugyanakkor a gyér feltártság és az intenzív transzpozíció miatt a térképileg is meghatározó gyűrődések többnyire csak kisebb — általában terciér törések által határolt — blokkokban követhetők. A szerkezeti felépítés pontos rekonstrukcióját ezért csakis a további szerkezetföldtani, térképezési, biosztratigráfiai és üledékföldtani eredmények integrált értékelése teszi lehetővé.

## Köszönetnyilvánítás

Elsőként családomnak — édesanyámnak, édesapámnak és feleségemnek, Zsuzsának — tartozom köszönettel mindazért a megértésért, türelemért, biztatásért és sok-sok áldozatos segítségért, amellyel e munka elkészítése során mindvégig támogattak.

Doktori tanulmányaimat 1996-2000 között végeztem az ELTE TTK Doktori Iskolájában (Földrajz/Földtudományi program) az MTA Geológiai Kutatócsoport és az Általános és Történeti Földtani Tanszék doktoranduszaként. A kutatási tevékenységem támogatásáért és elősegítéséért mindenekelőtt témavezetőmnek, DR. KOVÁCS SÁNDORNAK (MTA Geológiai Kutatócsoport) szeretnék köszönetet mondani, aki az észak-magyarországi és dél-szlovákiai régió földtani-szerkezeti rejtelmeit és bonyolult összefüggésrendszerét számos közös terepbejárás, hosszú beszélgetés és vita során világította meg számomra, és kutatásaimat OTKA pályázatával is segítette. Külön is szeretném megköszönni, hogy a vitás földtani problémák kapcsán kialakított álláspontomat megértéssel és türelemmel fogadta.

Külön hálával tartozom PÉRÓ CSABÁNAK (MTA Geológiai Kutatócsoport), aki ugyancsak számos közös kiránduláson és személyes beszélgetésen tette elmélyültebb ismereteimet a szűkebb kutatási területen és a tágabb kárpáti régióban egyaránt. Hasonlóképp szeretném megköszönni DR. FODOR LÁSZLÓNAK (MÁFI) a szakmai buzdítást és a megszámlálhatatlan szakmai konzultációt, továbbá a Tornai-egységben végzett közös kutatást, amelynek eredményei meghatározó jelentőségűek e munka szempontjából is. Ugyancsak köszönöm DR. CSONTOS LÁSZLÓNAK (Általános és Történeti Földtani Tanszék) a közös terepbejárásokat, a vizsgált régióról folytatott szakmai konzultációkat és a hasznos tanácsokat. Köszönet illeti DR. HAAS JÁNOST, az MTA Geológiai Kutatócsoport vezetőjét, akinek szakmai és anyagi támogatásával nemzetközi kooperációt is sikerült megvalósítani a kutatások során, amelyek szintén jelentős mértékben hozzájárultak ismereteim bővüléséhez. Köszönöm továbbá munkám támogatását az Általános és Történeti Földtani Tanszék vezetőjének, DR. NAGYMAROSY ANDRÁSNAK, és a Tanszék valamint az MTA Geológiai Kutatócsoport valamennyi munkatársának.

Feltétlenül külön hálával tartozom konzulensemnek, a tübingeni Eberhard-Karls Egyetem Földtani és Óslénytani Intézetének vezető professzorának, O. UNIV. PROF. DR. WOLFGANG FRISCHNEK, akinek irányításával a képlékeny mikrotektonikai és az Alpok földtanával kapcsolatos ismereteimet tovább mélyíthettem. Köszönöm továbbá a tübingeni magyar „maffia” minden tagjának, mindenekelőtt DR. DUNKL ISTVÁNNAK és DR. SZÉKELY

BALÁZSNAK és kedves családjuknak, azt a szakmai és emberi segítséget, amellyel a 10 hónapos, DAAD posztgraduális tanulmányutam során (és utána is) mindvégig támogattak.

Szeretném megköszönni az MTA Geokémiai Kutatólaboratórium igazgatójának és munkatársainak, DR. ÁRKAI PÉTERNEK, DR. HORVÁTH PÉTERNEK és NÉMETH TIBORNAK a munkám során nyújtott igen szerteágazó és önzetlen segítséget, a számos szakmai konzultációt, valamint az elektronsugaras mikroanalízis és röntgen pordiffrakciós vizsgálatok elvégzését. SZÁSZ NOÉMIT a mikroszondás és optikai vizsgálatokhoz szükséges vékonycsiszolatok elkészítéséért illeti külön köszönet.

Kutatási tevékenységemet nagymértékben segítette elő a Szlovák Akadémia Geológiai Kutatócsoportjának munkatársaival — DR. DUSAN PLAŠIENKAVAL és DR. MARIAN JANÁKKAL — folytatott nemzetközi együttműködés. Az ennek keretében lebonyolított közös terepbejárások és személyes konzultációk alapvetően járultak hozzá a vizsgált régió és tágabb környezetének alaposabb megismeréséhez.

2000 októberétől a Magyar Állami Földtani Intézet Alaputatási Főosztályának munkatársaként folytathattam tovább a tudományos kutatási tevékenységet. Munkám támogatásáért feltétlenül köszönet illeti az Intézet igazgatóját, DR. BREZSNYÁNSZKY KÁROLYT, MAROS GYULA osztályvezetőt és DR. NÁDOR ANNAMÁRIA főosztályvezetőt, valamint a Tektonikai és Őskörnyezet Osztály valamennyi munkatársát, akik segítőkészségükkel és megértésükkel döntően járultak hozzá a dolgozat elkészítéséhez. Különösen hálás vagyok PELIKÁN PÁLNAK, aki bármikor fáradhatatlanul állt készen bármilyen szakmai kérdés alapos és kimerítő konzultációjára, és akinek segítségével lehetővé tette a Kazincbarcika–1 fúrás kloritoidpalájának vizsgálatát. DR. LESS GYÖRGYNEK a közös kirándulásokért és szakmai konzultációkért jár köszönet.

Feltétlenül külön hálával tartozom DR. FRANZ NEUBAUER Professzor Úrnak (Salzburg, Paris-Lodron Egyetem), aki érdeklődésemet a mikrotektonikai és a metamorf kőzettani kutatások területére irányította, és akinek segítségével e szakirányokban az első lépéseket megtehettem.

A dolgozat korábbi változatának lektorálásáért és hasznos észrevételeiért DR. KOVÁCS SÁNDORNAK, PÉRÓ CSABÁNAK, PELIKÁN PÁLNAK, DR. DUNKL ISTVÁNNAK, DR. SZÉKELY BALÁZSNAK, DR. FODOR LÁSZLÓNAK, DR. BALLA ZOLTÁNNAK, DR. DUDKO ANTONYINÁNAK és PALOTÁS KLÁRÁNAK tartozom köszönettel. A dolgozat térképeinek gondos lektorálásáért DR. BUDAI TAMÁSNAK, DR. GYALOG LÁSZLÓNAK és FÓRIÁN-SZABÓ MÁRTONNAK jár köszönet. A színes térképek elkészítésében-nyomtatásában nyújtott segítséget köszönöm a MÁFI

Térinformatikai Főosztályának munkatársainak: DR.TURCZI GÁBORNAK, MAIGUT VERÁNAK, SZEILER RITÁNAK, GALAMBOS CSILLÁNAK és TAMÁS GÁBORNAK.

A minták szállításában nyújtott „logisztikai” segítségért DEÁK FERENCNEK és PÁKOZDI GÁBORNAK tartozom köszönettel.

Végül külön szeretném megköszönni a meleg és barátságos fogadtatást valamennyi szállásadómnak: SÜVEGES GYÖRFFY GÉZÁNAK és kedves családjának (Uppony), SZABÓ ILONKA néninek (Szendrő) és PETHŐ RÓZSIKA néninek (Perkupa).

## Hivatkozások

- ALBU, I. POSGAY, K. (1982): Jelentés az Aggtelek-Rudabányai-hg. 1981. évi szeizmikus kutatásáról. ELGI Adattár, Sz-243.
- ALTENBERGER, U., HAMM, N. & KRUEHL, J. (1987): Movements and metamorphism north of the Insubric Line between Val Loana and Val d'Ossola, N. Italy. *Jb. der Geol. BA Wien*, 130, pp. 365-374.
- ÁRKAI, P. (1977): Low-grade metamorphism of Paleozoic sedimentary formations of the Szendrő Mountains (NE-Hungary). *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 21/1-3, pp. 53-80.
- ÁRKAI, P. (1978): Jelentés „A Bükk, Upponyi- és Szendrői-hegységben kijelölt paleozoos alapszelvények összehasonlító ásvány-kőzettani jellegei” témakörben a Kmb.14/G/1977. GKL számú, ill. 897/1977 KFH számú szerződés keretében végzett vizsgálatokról. MÁFI Adattár, T:7301, 111 p.
- 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<sub>0</sub> and vitrinite reflectance data. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 24, pp. 265-294.
- ÁRKAI, P. (1982): Kezdeti regionális metamorfózis a Bükk, az Upponyi- és a Szendrői-hegység példáján. Kandidátusi értekezés, Budapest, 149 p.
- ÁRKAI, P. (1983): Very low- and low-grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium. *Acta Geol. Hung.*, 26, pp. 83-101.
- ÁRKAI, P. & POLGÁRI, M. (1989): Jelentés „a Felsővadász-1 fúrás metamorf sorozatára jellemző minták metamorf kőzettani és ércásványtani értékelése” témakörben a Kmb. 179/89. GKL számú, 4838/89 MÁFI számú kutatási szerződés keretében végzett vizsgálatokról. 39 p. Kézirat, MTA-Geokémiai Kutatólaboratórium, 179/89.
- ÁRKAI, P. & BALOGH, K. (1989): The age of metamorphism of the East Alpine type basement, Little Plain, W-Hungary: K-Ar datig of white micas from very low- and low-grade metamorphic rocks. *Acta Geol. Hung.*, 32/1-2, pp. 131-147.
- ÁRKAI, P., BALOGH, K. & DUNKL, I. (1995): Timing of low-temperature metamorphism and cooling of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, innermost Western Carpathians, Hungary. *Geol. Rundsch.*, 84, pp. 334-344.
- ÁRKAI, P., FARYAD, S. W., VIDAL, O. & BALOGH, K. (2003): Very low-grade metamorphism of sedimentary rocks of the Meliata unit, Western Carpathians, Slovakia: implications of phyllosilicate characteristics. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 92, pp. 68-85. (DOI: 10.1007/s00531-002-0303-x.)
- BALLA, Z. (1989): Az aggteleki-bükki körzet gravitációs és földmágneses terének regionális szerkezeti értelmezése. In: A Bükk-hegység és előterei geofizikai előkutatása. I. kötet, p. 89. ELGI Ad. 888.
- BALOGH, K. (1949): A Bódva és Sajó közötti barnaköszénterület földtani viszonyai. *Földt. Közl.*, 79/5-8, pp. 270-286.
- BALOGH, K. & PANTÓ, G. (1952): A Rudabányai-hegység földtana. *Földt. Int. Évi Jel.* 1949-ről, pp. 135-154.
- BALOGH, K. & PANTÓ, G. (1954): Földtani vizsgálatok Nekézseny környékén. *Földt. Int. Évi Jel.* 1953-ről, I. rész, pp. 17-27.

- BALOGH, K. (1963): A Bükkhegység és környékének földtani térképe (1:100000). Budapest.
- BALOGH, K. (1964): A Bükk hegység földtani képződményei. (Geological formations of the Bükk Mts.). *Annales of Hung. Geol. Inst.*, 48, 2.
- BERTHÉ, D., CHOUKROUNE, P., & JEGOUZO, P. (1979): Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone. *J. Struct. Geol.*, 1, pp. 31-42.
- BÖCKH, J. (1867): Die geologischen Verhältnisse des Bükk-Gebirges und der angrenzenden Vorberge. *Jahrb. k. und. k. geol. Reichanst.*, 17/2, pp. 17-27.
- BREZSNYÁNSZKY, K. & HAAS, J. (1984): A szenon nekézsényi konglomerátum formáció sztratotípus szelvényének szedimentológiai és tektonikai vizsgálata. *Földt. Közl.*, 114/1, pp. 81-100.
- BRODIE, K. H. & RUTTER, E. H. (2000): Deformation mechanisms and rheology: why marble is weaker than quartzite. *Journ. of the geol. Soc., London*, v. 157, pp. 1093-1096.
- BURKHARD, M. (1990). Ductile deformation mechanisms in micritic limestones naturally deformed at low temperatures (150-350°C). In: Knipe, R. J. & Rutter, E. H. (Eds.): *Deformation mechanisms, Rheology and Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 54, pp. 241-257.
- BURKHARD, M. (1993). Calcite-twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. *J. Struct. Geol.*, 15, pp. 351-368.
- CLIFTON, H.E., BREZSNYÁNSZKY, K. & HAAS, J. (1985): Lithological characteristics and paleogeographic significance of resedimented conglomerate of Late Cretaceous age in Northern Hungary. *Geophys. Trans.*, 31, 1-3, Budapest, pp. 131-155.
- COVEY-CRUMP, S. J. & RUTTER, E. H. (1989): Thermally induced grain growth of calcite marbles on Naxos Island, Greece. *Contrib. to Min. and Petr.*, 101, pp. 69-86.
- CSONTOS, L. (1998): Szerkezeti Földtan. Egyetemi jegyzet. ELTE Eötvös kiadó. 208 p.
- CSONTOS, L. (1999): A Bükk hegység szerkezetének főbb vonásai. *Földt. Közl.*, 129/4, pp. 611-651.
- CSONTOS, L. (1989): Az Upponyi hegység szerkezetföldtani elemzése. Kézirat. ELTE TTK, Ált. és Tört. Földt. Tanszék.
- CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F., & KOVÁC, M. (1992): Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. *Tectonophysics.*, 208, pp. 221-241.
- CASTELLARIN, A. & VAI, G. B. (1981): Importance of Hercynian tectonics within the framework of the Southern Alps. *J. Struct. Geol.*, 3/4, pp. 477-486.
- VAN DAALLEN, M., HEILBRONNER, R. & KUNZE, K. (1999). Orientation analysis of localized shear deformation in quartz fibres at the brittle-ductile transition. *Tectonophysics*, 303, pp. 83-107.
- DALLMEYER, R. D., NEUBAUER, F., FRITZ, H. & PUTIŠ, M. (1993): Variscan vs. Alpine tectonothermal evolution within the Eastern Alps and Western Carpathians, Austria-Slovakia. PAEWCR Conference, September 1993, Stará Lesná, Slovakia. *Geol. Carpathica*, 44, pp. 255-256
- DALLMEYER, R. D., NEUBAUER, F., HANDLER, R., FRITZ, H., MÜLLER, W., PANA, D., & PUTIŠ, M. (1996): Tectonothermal evolution within the internal Alps and Carpathians: Evidence from <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar mineral and whole-rock data. *Eclogae Geol. Helv.*, 89, pp. 203-227.
- DE BRESSER, J. H. P. & SPIERS, C. J. (1993): Slip systems in calcite single crystals deformed at 300–800°C. *J. Geophys. Res.*, 98, pp. 6397-6409.
- DENNIS, A. J. & SECOR, D. T. (1987): A model for development of crenulations in shear zones with applications from the Southern Appalachian Piedmont. *J. Struct. Geol.*, 9, pp. 809-817.



- DIETRICH, D. & SONG, H. (1984): Calcite fabrics in a natural shear environment, the Helvetic nappes of western Switzerland. *J. Struct. Geol.*, 6/1-2, pp. 19-32.
- DOKOVIĆ, I., PEŠIĆ, L., & MAROVIĆ, M. (1996): Relationship between tectonisation and metamorphism in the Paleozoic of Šumadija and Western Serbia. *Ann. Géol. Penins. Balk.*, 60/1, pp. 57-66.
- DUDKO A. (1986): A Velence-Balatonfő terület variszkuszi szerkezetalakulása. *Földt. Int. Évi Jel.* 1984-ről, pp. 23-63.
- EBNER, F. (1977): Die Gliederung des Karbons von Graz mit Conodonten. *Jahrb. Geol. B.–A.*, 120/2, pp. 449-493, Wien.
- EBNER, F. (1978): Stratigraphie des Karbon der Rannachfazies im Paläozoikum von Graz, Österreich. *Mitt. Öster. Geol. Ges.*, 69, pp. 163-196, Wien.
- EBNER, F. (1980): Conodont Localities in the Surroundings of Graz/Styria. In: Second European Conodont Symposium, Guidebook to Field Trip C, *Abh. Geol. B.–A.*, 35, pp. 101-127, Wien.
- EBNER, F., & BECKER, L. P. (1983): Erläuterung zur geologischen Basiskarte 1:50000 der Naturraumpotentialkarte "Mittleres Murtal". *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 29, pp. 99-131, Wien.
- EBNER, F., FENNINGER, A., & HOLZER, H. L. (1980): Die Rannachfazies des Grazer Paläozoikums. *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum*, 41, pp. 45-65, Graz.
- EBNER, F., KOVÁCS, S., & SCHÖNLAUB H.P. (1997): A Szendrői- és az Upponyi-hegység paleozoikumának összehasonlítása a Karni-Alpok–Déli-Karavankák paleozoikumával és a grazi paleozoikummal. In: Haas, J. (ed.): *Fülöp József-émlékkönyv*, Akadémiai Kiadó, Budapest. pp. 157-177.
- 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 Geol. Hung.*, 41/4, pp. 355-388.
- EISBACHER, G. H. (1970): Deformation mechanics of mylonitic rocks and fractured granites in Cobequid Mountains, Nova Scotia, Canada. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, pp. 2009-2020.
- ERKEL, A. (1966): Jelentés a Csereháton végzett komplex geofizikai mérésekről (1954-65). *ELGI Adattár*, Kx-6.
- ERKEL, A. BENDERNÉ-KELEMEN, O., SZABÓ, Z., SZILÁRD, J., HOBOT, J., KIRÁLY, E., LÁNYI, J. & SZALAY, I. (1967): Komplex geofizikai kutatás a Csereháton. *MÁELGI Évi Jel.* 1965-ről, pp. 65-102.
- ERSKINE, B. G., HEIDELBACH, F. & WENK, H.-R. (1993): Lattice preferred orientations and microstructures of deformed Cordilleran marbles: correlation of shear indicators and determination of strain path. *J. Struct. Geol.*, 15/9-10, pp. 1189-1205.
- EVANS, M. A. & DUNNE, W. M. (1993): Strain factorization and partitioning in the North Mountain thrust sheet, central Appalachians, USA. *J. Struct. Geol.*, 13, pp. 21-36.
- FARYAD, S. W. (1995): Constraint of P-T conditions of metamorphic complexes in the Gemicum. *Mineralia Slovaca*, 27, pp. 9-19.
- FARYAD, S. W. (1997): Metamorphic petrology of the Early Paleozoic low-grade rocks in the Gemicum. In: Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M (eds.): *Geological evolution of the Western Carpathians*. *Mineralia Slovaca – Monograph*, Bratislava, pp. 309-314.

- FARYAD, S. W., & HENJES-KUNST, F. (1997): K-Ar and Ar-Ar age constraints of the Meliata blueschist facies rocks, the Western Carpathians (Slovakia). *Tectonophysics*, 280, pp. 141-156.
- FARYAD, S. W. & DIANŠKA, I. (1999): Alpine overprint in the early Paleozoic of the Gemicum. *Mineralia Slovaca*, 5.
- FERRILL, D. A. (1991): Calcite twin widths and intensities as metamorphic indicators in natural low-temperature deformation of limestone. *J. Struct. Geol.*, 13/6, pp. 667-675.
- FILIPOVIĆ, I., PEŠIC L. & SIKOŠEK, B. (1992). On the tectonic framework of Jadar central Paleozoic area. *Ann. Géol. Penins. Balk.*, 56/1, pp. 45-51.
- FITZ GERALD, J.D. & STÜNITZ, H. (1993). Deformation of granitoids at low metamorphic grade. I: Reactions and grain size reduction. *Tectonophysics*, 221, pp. 269-297.
- FLINN D. (1962): On folding during three-dimensional progressive deformation. *Geol. Soc. London, Quart. J.*, 118, pp. 385-433.
- FLÜGEL, H. W. (1975): Die Geologie des Grazer Berglandes. *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, SH 1*, 288 p., Graz.
- FODOR, L. & KOROKNAI, B. (2000): Ductile deformation and revised stratigraphy of the Martonyi Subunit (Torna Unit, Rudabánya Mts.), Northeastern Hungary. *Geol. Carp.*, 51/6, pp. 355-369.
- FODOR, L. & KOROKNAI, B. (2003): Többfázisú gyűrődés a hidvégdárdói Nagy-kőn (Tornai-egység, ÉK-Magyarország) [Multiphase folding on the Nagy-kő, Hidvégdárdó (Torna Unit, NE Hungary)]. *MÁFI Évi Jel. a 2000-2001 évről*, pp. 133-141.
- FODOR, L., SZTANÓ, O., CSONTOS, L., JÓZSA, S. & NAGYMAROSY A. (1992): A Darnó-övezet tektonikai és szedimentológiai kutatása a Darnó-hegy és az Upponyi-hegység környékén. *MÁFI Adattár*, 52 p.
- FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYÖRFI, I., & BENKOVICS, L. (1999): Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. In: Durand, B., Joliviet, L., Horváth, F., Séranne M. (eds.): *The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogene*. Blackwell Sciences Special Publications of the Geological Society of London: Oxford, pp. 295-334.
- FOTTERLE, F. (1868): Das Gebiet zwischen Forró, Nagy-Ida, Torna, Szalócz, Trizs und Edelény. *Verh. k. und k. geol. Reichsanstalt.*, 12, pp. 276-277.
- FÖLDVÁRI A. (1942): Szendrő, Meszes és Abod közti terület földtani viszonyai. *Földt. Int. Évi Jel. 1936-38-ról*, 2, pp. 819-830.
- FRANCHESCHELLI, M., MEMMI, I., CARCANGIU, G. & GIANELLI, G. (1997): Prograde and retrograde chloritoid zoning in low-temperature metamorphism, Alpi Alpuane, Italy. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 77, pp. 41-50.
- FRITZ, H. (1991): Stratigraphie, Fazies und Tektonik im nordwestlichen Grazer Paläozoikum (Ostalpen). *Jahrb. Geol. B.-A.*, 134/2, pp. 227-255.
- FRITZ, H., NEUBAUER, F. & RATSCHBACHER, L. (1991): Compression versus extension in Paleozoic of Graz (Eastern Alps, Austria). *Zbl. Geol, Paläont.*, H1, pp. 55-68.
- FÜLÖP, J. (1990): Magyarország geológiája. Paleozoikum I. Budapest, MÁFI. 325 p.
- FÜLÖP, J. (1994): Magyarország geológiája. Paleozoikum II. Budapest, Akadémiai Kiadó. 447 p.
- GATTER I. & BOGNÁR, L. (1987): A Szendrői-hg. epimetamorf képződményeiben lévő kvarc szegregációk áttekintő fluid zárvány vizsgálata és földtani értékelése. *MÁFI Adattár*, T. 19340.

- GRILL J. (1989): Structural evolution of the Aggtelek-Rudabánya Mts., NE Hungary. Annual Report of the Hung. Geol. Inst. from 1987, pp. 411-432.
- GYALOG, L. (ed.) (1996): A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. MÁFI alkalmi kiadványa, 187. p.
- GYALOG, L., TULLNER, T., TURCZI, G., BUDINSZKYNÉ-SZENTPÉTERY, I., LESS, GY., MÜLLER, P., PELIKÁN, P., PENTELÉNYI, L., PEREGI, ZS., RADÓCZ, GY., TÓTHNÉ-MAKK, Á., PRAKFULVI, P., KOZÁK, M., & PÜSPÖKI, Z. (1999): Az Északi-khg. terület prekvarter fedetlen földtani térképe, (M=1:100000). In: Jelentés „A szénhidrogénkutatás térinformatikai alapú földtudományi adatbázisrendszerének építése” című szerződés teljesítéséről az Északi-khg. területen. MÁFI Adattár.
- HAJÓS, M. (1971): Paleozóos kőzetminták kísérleti Conodonta feltárása. Földt. Int. Évi Jel. 1969-ről, pp.719-727.
- HANDY, M., & ROSENBERG, C. (1998): Fabric and Rheology of Geological Materials. Shortcourse, February 1998. Institut für Geowissenschaften und Lithosphärforschung, Justus-Liebig-Universität, Giessen. Kézirat.
- HAUER, F. (1869): Geologische Übersichtskarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie. Blatt III., Westkarpathen. Jahrb. k. und k. geol. Reichsanstalt., 19/4, pp. 485-566.
- HERMESZ, M., KOVÁCS, S., PÉRÓ, CS., MADARASI, A., PRÓNAY, ZS., SAJÓ, I., SOLYMÁR, GY., LANTAI CS. & ÁRKAI, P. (1990): A Szendrői-hegység grafitartalmú képződményeinek földtani, geofizikai és minőségi vizsgálata. MÁFI Adattár, T. 16946. 205 p.
- HIPS, K. (2001): The structural setting of Lower Triassic formations in the Aggtelek-Rudabánya Mountains (Northeastern Hungary) as revealed by geological mapping. Geol. Carp., 52/5, pp. 287-299.
- HOBBS, B.E., MEANS, W.D. & WILLIAMS, P. F. (1976): An Outline of Structural Geology. John Wiley & Sons, New York, 571 p.
- HOCHSTETTER, F. (1856): Über die geologische Beschaffenheit der Umgegend von Edelény bei Miskolcz in Ungarn, am Südrande der Karpathen. Jahrb. k. und k. geol. Reichsanstalt., 7/4, pp. 692-705.
- HOLDSWORTH, R.E., TAVARNELLI, E., CLEGG, P., PINHEIRO, R.V.L., JONES, R.R. & MC CAFFREY, K.J.W. (2002): Domainal deformation patterns and strain partitioning during transpression: an example from the Southern Uplands terrane, Scotland. J. Geol. Soc. London, 159, pp. 401-415.
- HOSCHEK, G. (1969): The stability field of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. Contr. Mineral. and Petrol., 22, pp. 208-232.
- IVANCSICS, J. & KISHÁZI, P. (1983): Litosztratigráfiai alapszelvényvizsgálatok az Upponyi-hegységi szilur és karbon képződményeken. KFBÍ kutatási zárójelentés a „Magyarország mezometamorf képződményeinek átfogó litosztratigráfiai elemző értékelése” című témához. Kézirat, MÁFI Adattár, 43 p.
- JÁMBOR, Á. (1958): A Szendrői- és az Upponyi-hegység összehasonlító földtani vizsgálata. MÁFI Adattár, T. 415, 31 p.
- JÁMBOR, Á. (1961): A Szendrői- és az Upponyi-hegység összehasonlító földtani vizsgálata. Földt. Int. Évi Jel. 1957-58-ról, pp. 103-119.

- JANÁK, M., COSCA, M., FINGER, F., PLAŠIENKA, D., KOROKNAI, B., LUPTÁK, B. & HORVÁTH, P. (2001a): Alpine (Cretaceous) metamorphism in the Western Carpathians: P-T-t paths and exhumation of the Veporic core complex. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 25, pp. 115-118.
- JANÁK, M., PLAŠIENKA, D., FREY, M., COSCA, M., SCHMIDT, S.TH., LUPTÁK, B. & MÉRES, Š. (2001b): Cretaceous evolution of a metamorphic core complex, the Veporic unit, Western Carpathians (Slovakia): P-T conditions and in situ  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  UV laser probe dating of metapelites. *J. Metamorphic Geol.*, 19, pp. 197-216.
- JONES, R. R. & TANNER, P. W. G. (1995): Strain partitioning in transpression zones. *J. Struct. Geol.*, 13, pp. 399-409.
- JORDAN, P. G. (1991): Development of asymmetric shale pull-aparts in evaporite shear zones. *J. Struct. Geol.*, 17/6, pp. 793-802.
- KÁNTOR, J., BAJANÍK, Š, & HURNÝ, J. (1981): Radiometric dating of metamorphites of amphibolite facies from the Rudňany deposit, Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Geol. Zbor. Geol. Carpath.*, 32, pp. 335-344.
- KOLOSVÁRY, G. (1951): Magyarország permo-karbon koralljai. *Földt. Közl.*, 81/1-3, pp. 4-56.
- KOROKNAI, B. & FRISCH, W. (1998): Microfabric studies and ductile tectonic evolution in the low-grade metamorphic Paleozoic of Szendrő and Uppony Mts., NE Hungary. *CBGA*, XVI. Congress. Abstracts. pp. 286.
- KOROKNAI, B., & HORVÁTH, P. (1999a): New petrological data on the metamorphic evolution of the Veporic crystalline basement, Northern Hungary. *Acta Montanistica Slovaca*, Košice, 4/2, pp. 207.
- KOROKNAI, B., HORVÁTH, P., BALOGH, K. & DUNKL, I. (1999b): Alpine metamorphic evolution and cooling history of the Veporic crystalline basement in Northern Hungary: new petrological and geochronological constraints. In: Székely, B., Frisch, W., Kuhlemann, J. and Dunkl, I. (Eds.): 4th Workshop on Alpine Geological Studies, 21-24 September 1999, Tübingen (Germany). *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten (TGA)*, Reihe A, Band 52, pp. 123-124.
- KOROKNAI, B., HORVÁTH, P., BALOGH, K. & DUNKL, I. (2000a): The Hurbanovo-Diósjenő Line: Implications from Alpine metamorphic evolution and cooling history of the adjacent Veporic crystalline basement in northern Hungary. *Vijesti* 37/3, Abstracts, PANCARDI 2000, Dubrovnik, Croatia, 1-3. 10. 2000, pp. 65-66.
- KOROKNAI, B., HORVÁTH, P., NÉMETH, T. & PELIKÁN P. (2000b): Chloritoid schists from the Uppony and Szendrő Paleozoic (NE Hungary): implications for Alpine structural and metamorphic evolution. *Slov. Geol. Mag.*, 6, pp. 269-272.
- KOROKNAI, B., HORVÁTH, P. & NÉMETH, T. (2001a): Chloritoid schist from the Uppony Mts. (NE Hungary): structural and mineralogical-petrological data on a new occurrence. *Acta Geol. Hung.*, 44/1, pp. 47-65.
- KOROKNAI, B., HORVÁTH, P., BALOGH, K. & ISTVÁN DUNKL, I. (2001b): Alpine metamorphic evolution and cooling history of the Veporic crystalline basement in Northern Hungary: new petrological and geochronological constraints. *Int. Jour. of Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 90 (spec. is.), pp. 740-752. (DOI 10.1007/s005310000185).
- KOROKNAI, B., HORVÁTH, P. & NÉMETH, T. (2003): Alpine structural and metamorphic evolution in the Uppony and Szendrő Palaeozoic (NE Hungary): consequences from two new chloritoid schist

- occurrences. VIlth Alpshop workshop Sopron Hungary. Ann. Uni. Scient. Budap., Sect. Geol., 35, pp. 56-57.
- KOVÁČIK, M., KRÁL', J., & MALUSKI, H. (1997) Alpine reactivation of the southern Veporicum basement: metamorphism,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating, geodynamic model and correlation aspects with the eastern Alps. In: Grecula P, Hovorka D, Putis M (eds.): Geological Evolution of the Western Carpathians. Mineral Slov., Monograph, Bratislava, pp. 163-174.
- KOVÁCS, S. (1981): Alsó-devon Conodonták a nekézsényi Strázsa-hegyről. Földt. Int. Évi Jel. 1979-ről, pp. 65-78.
- KOVÁCS, S. (1983a): A magyarországi Conodonta vizsgálatok eddigi eredményei (a bükki triász kivételével). Ősl. Viták, 30, pp. 73-111.
- KOVÁCS, S. (1983b): Az Upponyi-hegység földtani térképe. In: Fülöp, J. (1994): Magyarország geológiája. Paleozoikum II. Budapest, Akadémiai Kiadó. p. 447.
- KOVÁCS, S. (1987): Olisztosztrómák és egyéb, vízalatti gravitációs tömegszállítással kapcsolatos üledékek az észak-magyarországi paleo-mezozóikumban, II. Földt. Közl., 117/2, pp. 101-119.
- KOVÁCS, S. (1989a): Devonian olistostrome with limestone olistoliths and volcanic matrix from Strázsa Hill, Uppony Mts., northeastern Hungary. N. Jb. Geol. Paläont., Mh 2., pp. 109-127.
- KOVÁCS, S. (1989b): Geology of North Hungary: Paleozoic and Mesozoic terranes. In: XXIst European Micropaleontological Colloquium 1989, Guidebook, pp. 15-21, Budapest.
- KOVÁCS, S. (1992): Stratigraphy of the Szendrő-Uppony Paleozoic (Northeastern Hungary). In: Vozár, J. (ed): Special volume to the problems of the Paleozoic geodynamic domains. Western Carpathians, Eastern Alps, Dinarides. IGCP Project n° 276, Bratislava, pp. 93-108.
- KOVÁCS, S., & KOZUR, H. (1980): Előzetes jelentés a Szendrői-hegységi Conodonta-vizsgálatokról. MÁFI Adattár, T9291.
- KOVÁCS, S., KOZUR, H. & MOCK, R. (1983): A Szendrő-upponyi és a bükki paleozoikum kapcsolata az új mikropaleontológiai adatok tükrében. Földt. Int. Évi Jel. 1981-ről, pp. 155-175.
- KOVÁCS, S. & PÉRÓ, CS. (1983a): Tectonic front of a Dinaric-type Paleozoic in North Hungary. Anu. Inst. geol. geofiz 60, pp. 85-94.
- KOVÁCS, S. & PÉRÓ, CS. (1983b): Report on stratigraphical investigation in the Bükkium (Northern Hungary). In: Sassi, F. P., Szederkényi, T. (eds.): Correlation of Prevariscan and Variscan events of the Alpine-Mediterranean mountain belt. IGCP Project 5, Newsletter 5, pp. 58-65, Padova-Szeged.
- KOVÁCS, S. & PÉRÓ, CS. (1994): A Szendrői-hegység paleozóos képződményei. In: Fülöp, J. (1994): Magyarország geológiája. Paleozoikum II. Budapest, Akadémiai Kiadó. 447 p.
- KOVÁCS, S. & VETŐ-ÁKOS, É. (1983): Adatok az upponyi-hegységi bázisos vulkanitok korához és kőzetanához. Földt. Int. Évi Jel. 1981-ről, pp. 177-199.
- KOVÁCS, S., HAAS, J., CSÁSZÁR, G., SZEDERKÉNYI, T., BUDA, GY. & NAGYMAROSY, A. (2000): Tectonostratigraphic terranes in the pre-Neogene basement of the Hungarian part of the Pannonian area. Acta Geol. Hung., 43/3, pp. 225-328.
- KOVÁCSVÖLGYI, S. & SCHÖNVISZKY, L. (1991): Jelentés a Bükk hegység és előterei komplex földtani előkutatási program keretében végzett gravitációs mérésekről. (Aggtelek, Szendrői-hg., Upponyi-hg.). ELGI Adattár, AD. 1133.
- KOZUR, H. & MOCK, R. (1977): On the age of the Paleozoic of the Uppony Mountains (North Hungary). Acta. Min. Petr. Szeged, 23/1, pp. 91-107.

- KOZUR, H. (1984): Preliminary report about the Silurian to Middle Devonian sequences near Nekézseny (Southernmost Uppony Mts., Northern Hungary). *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 13/7, pp. 149-176.
- KRUHL, J. (1993): The P-T-d development at the basement-cover boundary in the north-eastern Tauern Window (Eastern Alps): Alpine continental collision. *Jour. of Met. Geol.*, 11, pp. 31-47.
- KRUHL, J. (1998): Prism- and basis-parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. Reply. *Jour. of Met. Geol.*, 16, pp. 142-146.
- LAPWORTH, C. (1885): The Highland Controversy in British Geology. Its causes, course and consequences. *Nature*, 32, pp. 558-559.
- LAW, R. D. (1990): Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology. In: Knipe R. J. & Rutter, E. H. (eds.): *Deformation mechanisms, Rheology and Tectonics*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, No. 54, pp. 335-352.
- LÄUFER, A. L. (1996): Variscan and Alpine tectonometamorphic evolution of the Carnic Alps (Southern Alps) – structural analysis, illite crystallinity, K-Ar and Ar-Ar geochronology. *Tübinger Geowiss. Arb. Reihe A*, 26, p. 102.
- LELKESNÉ FELVÁRI, GY. (1978): A Balaton-vonal néhány permnél idősebb képződményének közettani vizsgálata. *Geol. Hung. Ser. Geol.*, 18, pp. 193-295.
- LESS, GY. (1997): Az Aggtelek-Rudabányai hegység tektonikai térképe (1:100000). MÁFI kiadvány.
- LESS, GY. (2000): Polyphase evolution of the structure of the Aggtelek-Rudabánya Mountais (NE Hungary), the southernmost element of the Inner Western Carpathians – a review. *Slov. Min. Mag.*, 6/2-3, pp. 260-268.
- LESS, GY. (ED.), GULÁCSI, Z., KOVÁCS, S., PELIKÁN P., PENTELÉNYI, L., REZESSY, A. & SÁSDI L. (2002): A Bükk hegység földtani térképe (1:50000). MÁFI kiadvány.
- LISTER, G. S. (1977): Discussion: Crossed girdle c-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. *Tectonophysics*, 39, pp. 51-54.
- LISTER, G. S. & WILLIAMS, P. F. (1979): Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena. *J. Struct. Geol.*, 1, pp. 283-297.
- LUPTÁK, B., JANÁK, M., PLAŠIENKA, D. SCHMIDT, S. TH & FREY, M. (2000): Chloritoid-kyanite schists from the Veporic unit, Western Carpathians, Slovakia: implications for Alpine (Cretaceous) metamorphism. *Schweiz. Min-Petr. Mitt.*, 80, pp. 211-222.
- MÁDAI, F. (1995): Deformációs jelenségek vizsgálata a kelet-bükki karbonátközetek ásványszemcséiben. *Földt. Közl.*, 125/1-2, pp. 65-86.
- MALUSKI, H., RAJLICH, P., & MATTE, P. (1993) <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar dating of the Inner Carpathian Variscan basement and Alpine mylonitic overprinting. *Tectonophys.*, 233, pp. 313-337.
- MCCLAY, K. R. (1987): *The Mapping of Geological Structures*. Open University Press, 161 p.
- MESCHÉDE, M. (1994): *Methoden der Strukturgeologie*. Ferdinand Enke Verl., Stuttgart, 169 p.
- MIHÁLY, S. (1972): Előzetes jelentés a Szendrői-hegység középsődevon Tabulatáiról. *Ősl. Viták*, 20, pp. 5-16.
- MIHÁLY, S. (1976): A Szendrői-hegység paleozoos képződményeinek kora. *Földt. Int. Évi Jel. az 1973. évről*, pp. 71-81.
- MIHÁLY, S. (1978): A Szendrői-hegység középsődevon Tabulatái. *Geol. Hung. Ser. Geol.*, 18, pp. 115-191.

- MIHÁLY, S. (1982): Új Tabulata faj a szendrői középsődevonból. *Földt. Int. Évi Jel.* 1980-ról, pp. 261-265.
- MIYASHIRO, A. (1973): *Metamorphism and metamorphic belts.* George Allan and Unwin Ltd., London.
- MOLNÁR, J. (1953): Nekézsenyi vasas mészkő kutató-táró szelvénye. In: Balogh, K. & Pantó, G. (1954): *Földtani vizsgálatok Nekézseny környékén. I. Melléklet. Földt. Int. Évi Jel.* 1953-ról, I. rész, pp. 17-27.
- NÁVESŇÁK, D. (1993): Manifestations of shear zones in the north-eastern part of Gemicum, Western Carpathians. *Mineral. Slov.*, 25, pp. 263-273.
- NEUBAUER, F. (1992): ALCAPA. Geological evolution of the internal Eastern Alps and Carpathians and of the Pannonian Basin. The eastern central Alps of Austria. ALCAPA field guide, Graz.
- NÉMETH, N. & MÁDAI, F. (2004): Korai fázisú képlékeny deformációs elemek a Bükk hegység keleti részének mészköveiben II. – mikroszerkezeti jellemzők. *Földt. Közl.*, 134/1, pp. 1-28.
- NÉMETH, Z., GAZDAČKO, L., NÁVESŇÁK, D., & KOBULSKÝ J. (1997): Polyphase tectonic evolution of the Gemicum (the Western Carpathians) outlined by review of structural and deformational data. In: Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M. (eds.): *Geological evolution of the Western Carpathians. Min. Slov. – Monograph*, Bratislava, pp. 215-224.
- NEUBAUER, F., DALLMEYER, R.D., DUNKL, I., SCHIRNIK, D. (1995) Late Cretaceous exhumation of the metamorphic Gleinalm dome, Eastern Alps: Kinematics, cooling history and sedimentary response in a sinistral wrench corridor. *Tectonophys.*, 242, pp. 79-98.
- NOSKENÉ FAZEKAS, G. (1973): Mikroszkópos megfigyelések az Upponyi-hegység paleozoos rétegösszetételén. *Fragm. Min. Pal.*, 4., pp. 3-15.
- OLGAARD, D. L. & EVANS, B. (1988): Grain growth in synthetic marbles with added mica and water. *Contrib. to Mineral. and Petrol.*, 100, pp. 246-260.
- PANTÓ, G. (1954): Bányaföldtani felvétel az Upponyi-hegységben. *Földt. Int. Évi Jel.* 1952-ről, pp. 91-111.
- PANTÓ, G. (1956): A Rudabányai vasércvonulat földtani felépítése. *Földt. Int. Évkönyve.* XLIV., 2. füzet.
- PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. J. (1996): *Microtectonics.* Springer-Verlag, 289 p.
- PEŠIĆ, L. (1982): Stratigraphic and metamorphic features of the Paleozoic in the Jadar River Basin, West Serbia. *Ann. Géol. Penins. Balk.*, 46, pp. 43-159.
- PLATT, J. P. & VISSERS, R. L. M. (1980): Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.*, 2, pp. 397-410.
- PLAŠIENKA, D., JANÁK, M., LUPTÁK, B., MILOVSKÝ, R., & FREY, M. (1999) Kinematics and metamorphism of a Cretaceous core complex: the Veporic Unit of the Western Carpathians. *Phys. and Chem. of the Earth*, 24, pp. 651-658.
- PONCE DE LEON, M. I. & CHOUKROUNE, P. (1980): Shear zones in Iberian Arc. *J. Struct. Geol.*, 2, pp. 63-68.
- PUTIŠ, M. (1991): Geology and petrotectonics of some shear zones in the West Carpathian crystalline complexes. *Mineral. Slov.*, 23, pp. 459-473.
- PUTIŠ, M., NÉMETH, Z., UNZOG, W. & WALLBRECHER, E. (1999): The quartz and calcite X-ray texture goniometer patterns from the Western Carpathians Cretaceous ductile shear zones used as kinematic indicators. *Geol. Carp.*, 56 (spec. issue), pp. 165-169.

- RADÓCZ, GY. (1971): A Cserehát pannóniai képződményekkel fedett területeinek mélyföldtani felépítése. *Földt. Int. Évi Jel.* 1969-ről, pp. 213-234.
- RAINCSÁKNÉ KOSÁRY ZSUZSANNA (1978): A Szendrői-hegység devon képződményei. *Geol. Hung. Ser. Geol.*, 18, pp. 7-113.
- RAMSAY, J. G. (1967): *Folding and fracturing of rocks.* Mc Graw and Hill, New York, 568 p.
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. (1983): *The Techniques of Modern Structural Geology: Vol. I: Strain Analysis.* Acad. Press, London, 307 p.
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. (1987): *The Techniques of Modern Structural Geology: Vol. II: Folds and Fractures.* Acad. Press, London, 700 p.
- REICH, L. (1952): Földtani megfigyelések a Csereháti-dombvidéken és a Szendrői-szigethegységben. *Földt. Int. Évi Jel.* 1949-ről, pp. 155-164.
- ROBIN, P-Y. F., & CRUDEN, A. R. (1994): Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. *J. of Struct. Geol.*, 16/4, pp. 447-466.
- SANDERSON, D. J., & MARCHINI, W. R. D. (1984): Transpression. *J. of Struct. Geol.*, 6/5, pp. 449-458.
- SCHMID, S. M., BOLAND, J. N. & PATERSON, M. S. (1977): Superplastic flow in fine grained limestone. *Tectonophys.*, 43, pp. 257-291.
- SCHMID, S. M., PATERSON, M. S. & BOLAND, J. N. (1980): High temperature flow and dynamic recrystallization in Carrara marble. *Tectonophys.*, 65, pp. 245-280.
- SCHMID, S. M., CASEY, M., & STARKEY, J. (1981): The microfabric of calcite tectonites from the Helvetic nappes (Swiss Alps). In: McClay, K. R. & Price, N. J. (eds.): *Thrust and Nappe Tectonics.* Geol. Soc. Spec. Publ., No. 9, pp. 151-158.
- SCHMID, S. M. & CASEY, M. (1986): Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. *Geophys. Monogr.*, 36, pp. 263-286.
- SCHMID, S. M., PANOZZO, R., & BAUER, S. (1987): Simple shear experiments on calcite rocks: rheology and microfabrics. *Spec. Research Paper. J. of Struct. Geol.*, 9/5-6, pp. 747-778.
- SCHMIDT, T., BLAU, J., GRÖSSER, J. R., & HEINISCH, H. (1993): Die Lienzer Dolomiten als integraler Bestandteil der dextralen Periadritischen Scherzone. *Jb. Geol. B.-A.*, 136/1, pp. 223-232.
- SCHÖNLAUB, H. P. (1979): Das Paläozoikum im Österreich. *Abh. Geol. B.-A.*, 33, 124 p., 6 Taf., Wien.
- SCHÖNLAUB, H. P. (1980a): Das Paläozoikum der Karnischen Alpen, der Westkarawanken und des Seeberg Aufbruchs. In: Oberhauser, R. (ed.): *Der geologische Aufbau Österreichs.* pp. 429-447. Springer-Verlag, Wien, New York.
- SCHÖNLAUB, H. P. (1980b): Carnic Alps. Second European Conodont Symposium, Guidebook to Field Trip A, *Abh. Geol. B.-A.*, 35, pp. 5-57, Wien.
- SCHÖNLAUB, H. P. (1985): Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. In: Arbeitstagung der Geol. B.-A., Kötschach-Mauten, Gailtal. 15-21. Sept. 1985, pp. 34-52, Wien.
- SCHÖNLAUB, H. P. (1993): Stratigraphy, Biogeography and Climatic Relationships of the Alpine Paleozoic. In: von Raumer, J. F., Neubauer, F. (eds.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, pp. 65-92, Springer Verl.
- SCHÖNLAUB, H. P. & HEINISCH, H. (1993): The Classic Fossiliferous Paleozoic Units of the Eastern and Southern Alps. In: von Raumer, J. F., Neubauer, F. (eds.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, pp. 395-422, Springer Verl.
- SCHRÉTER, Z. (1915): Földtani felvétel a borsodi Bükk hegységben. *Földt. Int. Évi Jel.* 1914-ről, pp. 324-334.



- SCHRÉTER, Z. (1923): Földtani felvétel a Sajó-völgy neogén medencéjében. Földt. Int. Évi Jel. 1917-19-ről, pp. 61-74.
- SCHRÉTER, Z. (1929): A Borsod-hevesi szén és lignitterületek bányaföldtani leírása. Földt. Int. kiadvány, pp. 7-390.
- SCHRÉTER, Z. (1943): A Bükk-hegység geológiája. Beszámoló a M. Kir. Földt. Int. vitaüléseinek munkálatairól (A M. Kir. Földt. Int. 1943. évi jelentésének függeléke). Budapest 5/7, pp. 378-411.
- SCHRÉTER, Z. (1945): Uppony, Dédes és Nekézseny, továbbá Putnok vidékének földtani viszonyai. Földt. Int. Évi Jel. 1941-42-ről, pp. 161-237.
- SCHRÉTER, Z. (1948): Jelentés az 1948. év nyarán a Magyar Állami Szénbányák R.T. Bányakutató osztály részére végzett földtani felvételekről. MÁFI Adattár, Szén/79, 51 p.
- SCHRÉTER, Z. (1949a): Jelentés a Gadna község határában lévő grafitos pala előfordulásról. MÁFI Adattár, Egyéb/37. 4 p.
- SCHRÉTER, Z. (1949b): Jelentés az 1949. év nyarán a „Sajómelléki Szénbányák N. V.” részére végzett földtani felvételekről. MÁFI Adattár, Szén/87, 77 p.
- SCHRÉTER, Z. (1952): A Szendrői szigethegység és a határos harmadkori medencerész földtani vázlata. Földt. Int. Évi Jel. 1948-ról, pp. 137-141.
- SCHRÉTER, Z. (1953): Földtani vizsgálatok Nagyvisnyó környékén. Földt. Int. Évi Jel. 1951. évről, pp. 157-164.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S. M. (1983): An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. Geol. Soc. Am. Bull., 94, pp. 1281-1288.
- STEPHENS, M.B., WAHLGREN, C.-H., WEIJERMARS, R. & CRUDEN, A., R. (1993): Sinistral transpressive deformation along the Mylonite Zone, Sveconorwegian (Grenvillian) Province, southwestern Sweden. Terra Nova, 5, Abs. Suppl. 1, pp. 321.
- SZALAY, I. (1971): Jelentés az Ózd és Upponyi-hg. között végzett geofizikai kutatásról. ELGI Adattár, SZÁF-54.
- SZALAY, I., SCHÖNVISZKY, L., NEMESI, L., DIENES, E. & TABA, S. (1978): Jelentés a Darnó öv 1977. évi geofizikai kutatásról. ELGI Adattár, Kx-48.
- SZALAY, I., SCHÖNVISZKY, L., NEMESI, L., DIENES, E. & TABA, S. (1979): Jelentés a Rudabányai-hg. 1978. évi geofizikai kutatásról. ELGI Adattár, Kx-54.
- SZALAY, I., BRAUN L., ZALAI, P. & ÚJSZÁSZI, J. (1986): Jelentés az Aggtelek-Rudabányai-hegység és környékén 1985-ben végzett geofizikai mérésekl. ELGI Adattár, AD. 591.
- SZALAY, I., & ALBU, I. (1986): Az Aggteleki-karszt és a Rudabányai-hegység geofizikai előkutatása. ELGI Adattár, AD. 642.
- SZALAY, I., SCHÖNVISZKY, L., KIRÁLY, E. & BRAUN L. (1988): Jelentés a Bükk hegység és környezete 1987. évi geofizikai előkutatásról. ELGI Adattár, AD. 859.
- SZALAY, I., BRAUN, L., PETROVICS, I., SCHÖNVISZKY, L. & ZALAI, P. (1989): Észak-Magyarország geofizikai előkutatása. A MÁELGI 1987. évi jelentése, pp. 35-43.
- SZENTPÉTERY, I. (1988): A Rudabányai-hegység és környezetének oligocén, alsó-miocén képződményei, Földt. Int. Évi. Jel. 1986-ról. 125 p.
- SZENTPÉTERY, I. (1997): Sinistral lateral displacement in the Aggtelek-Rudabánya Mts. (North Hungary) based on the facies distribution of Oligocene and Lower Miocene Formations. Acta Geol. Hung., 40/4, pp. 265-272.

- TOMLJENVIČ, B., CSONTOS, L., MÁRTON, E. & MÁRTON, P. (2003): Structural and Paleomagnetic data from the border zone between Alps, Dinarides and Pannonian Basin (Medvednica and Samoborsko Gorje Mts., Croatia): implications for geodynamic evolution of the area. *Ann. Univ. Sci. Budap., Sect. Geol.*, 35, pp. 121-122.
- TRULLENQUE, C., SCHMID, S. M., HEILBRONNER, R., STÜNITZ, H. & KUNZE, K. (2003): Progressive shear in naturally deformed calcite rocks: microfabric evolution and a new type of oblique c-axis-orientation. VIth Alpshop workshop Sopron Hungary. *Ann. Uni. Scient. Budap., Sect. Geol.*, 35, pp. 18-19.
- TULLIS, J. (1983): Deformation of feldspars. In: Ribbe, P.H. (ed.), *Feldspar Mineralogy (Reviews in Mineralogy, Vol. 2)*. Mineral. Soc. Am, 2<sup>nd</sup> Ed. Washington DC, pp. 297-332.
- TULLIS, J. & YUND, R. A. (1982): Grain growth kinetics of quartz and calcite aggregates. *Journ. of Geology*, 90, pp. 301-318.
- TULLIS, J. & YUND, R. A. (1985): Dynamic recrystallization of feldspar: a mechanism for ductile shear zone formation. *Geology*, 13, pp. 238-241.
- TURNER, F. J. & WEISS, L. E. (1963): *Structural analysis of metamorphic tectonites*. McGraw-Hill Book Comp., New York, 545 p.
- TWISS, R. J. & MOORES, E.M. (1992): *Structural Geology*. Freeman Co., New York, 532 p.
- VARGÁNÉ BARNA, ZS., & SZENTPÉTERY, I. (2001): Alginites rétegsor a Rudabányai-hegység DK-i oldalán húzódo tektonikus zónában. *Földt. Közl.*, 131/3-4, pp. 385-396.
- VARGA, I. (1973): Mineralnye asociacii regionalnovo metamorfizma a ich zonalnost' v Spišsko gemerskom rudohorii. *Mineral. Slov.*, 5, pp. 115-134.
- VENTURINI, C. (1990): *Geologia delle Alpi Carnichi centro orientali*. Museo Friul. Stor. Nat., 36, 220 p.
- VIDAL, O., GOFFÉ, R., BOUSQUET, R., PARRA, T. (1999): Calibration and testing of an empirical chloritoid-chlorite Mg-Fe exchange thermometer and thermodynamic data for daphnite. *J. Met. Geol.*, 17, pp. 25-39.
- VIRÁG, Z. (1990): Jelentés az ÉK magyarországi barnakőszén előkutatás keretében Szendrő Dél területen végzett szeizmikus mérésekről. *ELGI Adattár, AD*. 996.
- VOLL, G. (1976): Recrystallization of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventaina Nappe, Swiss Alps, and its geological significance. *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, 56, pp. 641-647.
- VOLL, G. (1980): Ein Querprofil durch die Schweizer Alpen vom Vierwaldstätter See zur Wurzelzone — Strukturen und ihre Entwicklung durch Deformationsmechanismen wichtiger Minerale. *Neues Jahrb. Geol. und Paläont., Abh.*, 160, pp. 321-335.
- VOZÁROVÁ, A. & VOZÁR, J. (1992): Tornaicum and Meliaticum in borehole Brusník BRU-1, Southern Slovakia. *Acta Geol. Hung.*, 35/2, pp. 97-116.
- WEBER, J. C., FERRILL, D. A. & RODEN-TICE, M. K. (2001): Calcite and quartz microstructural geothermometry of low-grade metasedimentary rocks, Northern Range, Trinidad. *J. Struct. Geol.*, 23, pp. 93-112.
- WENK, H.-R. (1985): Carbonates. In: Wenk, H.-R. (ed.): *Preferred orientations in deformed metals and rocks: Introduction to modern texture analysis*. Academic Press, Orlando, pp. 361-384.
- WENK, H.-R., TAKESHITA, T., BECHLER, E., ERSKINE, B.G. & MATTHIES, S. (1987): Pure shear and simple shear calcite textures. Comparison of experimental, theoretical and natural data. *J. of Struct. Geol.*, 5, pp. 731-745.

- WHITE, S. H., BURROWS, S. E., CARRERAS, J., SHAW, N. D., & HUMPHREYS, F. J. (1980): On mylonites in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.*, 2, pp. 175-187.
- WHITE, S. H., BRETAN, P. G. & RUTTER, E. H. (1986): Fault-zone reactivation: kinematics and mechanisms. *Phil. Trans. Royal Soc London*, A-317, pp. 81-97.
- ZALAI, P., & SCHÖNVISZKY, L. (1987): A Bükk hegység és környezete geofizikai előkutatása, I. köt. Jelentés a Szendrői hegység területén 1986-ban végzett geoelektromos és gravitációs mérésekről. ELGI Adattár, AD.705.
- ZELENKA, T., BAKSA, CS., BALLA, Z., FÖLDESSY, J. & JÁRÁNYI-FÖLDESSY, K. (1983): Mezozoos ősföldrajzi határ-e a Darnó-vonal? *Földt. Közl.*, 113, pp. 27-37.

## Összefoglalás

Dolgozatomban az upponyi és szendrői paleozoos összletek képlékeny szerkezetfejlődését vizsgáltam. Az eredmények alapján mindkét vizsgált egység belső szerkezetét több fázisban kialakult, összetett geometriájú gyűrt rendszer határozza meg. A kréta (eoalpi) képlékeny szerkezetalakulást az alábbi események jellemzik:

**D<sub>1</sub>:** A legkorábbi deformációs esemény mindkét egységben erős lapítottságot hozott létre a rétegzéssel kb. párhuzamosan ( $S_{0-1}$ ). E szöveti irányítottság kialakulása tektonikus eredetű (gyűrődés és/vagy takaróáttolódás), azonban a szerkezeti esemény vergenciája és egyéb jellemzői a későbbi intenzív transzpozíció miatt nem állapíthatók meg biztonsággal.

**D<sub>2a</sub>:** A rétegzéssel párhuzamos első palásság ( $S_{0-1}$ ) jellemzően ÉNy-i vergenciájú, zárt-szoros, helyenként izoklinális  $F_1$  redőkbe gyűrődött. E meghatározó gyűrődések általában ÉK-DNy-i, a Szendrői-hegység K-i részén K-Ny-i irányítottságúak. Az  $F_1$  gyűrődéshez kapcsolódik a jellemzően DK-i dőlésű, rendszerint jól fejlett „főpalásság” ( $S_2$ ) kialakulása, amelynek síkjában határozott megnyúlási vonalasság általában nem észlelhető. E deformáció során a kőzetekben jelentős további lapulás ment végbe a palássággal párhuzamosan.

A  $D_1$  és  $D_{2a}$  deformációk a metamorfózis magas hőmérsékletű prográd szakaszához tartoznak, amit az  $S_{0-1}$  és  $S_2$  palásságokhoz kötődő intenzív kristályplasztikus deformáció, illetve a metamorfózis termális maximumához kapcsolódó és mindkét palássághoz képest poszttektonikus helyzetű kloritoid megjelenése is igazol. A kréta metamorfózis az Upponyi-egységben kb. 300–350°C-ot, a Szendrői-egységben 400–450°C-ot érhetett el.

**D<sub>2b</sub>:** Az  $F_1$  gyűrődést követően mindkét egységben képlékeny ÉK-DNy-i irányú balos eltolódások és balos komponensű északi vergenciájú feltolódások észlelhetők, amelyek kb. egyidejűek, és a mikroszerkezeti bélyegek szerint a metamorfózis retrográd ágának magas hőmérsékletű ( $\geq 300^\circ\text{C}$ ) szakaszához tartoznak. A nyírások transzpresszív tektonikai rezsimre utalnak, de nagymérvű elmozdulást mutató milonitos övek egyik egységben sem igazolhatók.

**D<sub>3</sub>:** Az  $F_1$  gyűrődéshez képest kevésbé intenzív és lényegesen alacsonyabb hőmérsékletű ( $< 300^\circ\text{C}$ )  $F_2$  gyűrődés helyenként (gyengén fejlett) krenulációs palásság ( $S_3$ ) kialakulását eredményezte. E deformációhoz már nem kapcsolódott számottevő metamorf átkristályosodás és intrakristályos deformáció.

**D<sub>4</sub>:** Végül meredek tengelyű  $F_3$  kink-redők képződtek, amelyek É-D-i és ÉNy-DK-i csapású, félig-képlékeny nyírozónákhoz kötődnek. Ezen alacsony hőmérsékletű ( $< 200^\circ\text{C}$ ), átmeneti jellegű deformációt már nem kísérte újabb palássági generáció kialakulása.

## Abstract

The ductile tectonic evolution of the Lower Paleozoic sequences (Ordovician?–Middle Carboniferous) in the Uppony and Szendrő Mts. (Pelso unit, NE Hungary) was studied by means of classical structural field methods and detailed microtectonic investigations. Structural investigations reveal that the internal structure of both studied units is characterized by a complex, polyphase folding. The Cretaceous (Eoalpine) tectonometamorphic evolution of these units could be reconstructed as follows:

**D<sub>1</sub>:** Formation of a bedding-parallel first foliation ( $S_{0-1}$ ) as a consequence of an early tectonic event (folding and/or nappe thrusting). Since this deformation is preserved mostly in small relics, its vergency and other structural characteristics remain unclear.

**D<sub>2a</sub>:** Folding of the bedding-parallel foliation ( $S_{0-1}$ ) into upright to moderately inclined, close to tight (in some places isoclinal), subhorizontal to gently plunging, NW-vergent  $F_1$  folds. Fold axes trend mostly to NE-SW, in the eastern part of the Szendrő Mts. to E-W. A well-developed, generally SE-dipping, penetrative axial plane foliation ( $S_2$ ) — without a regionally characteristic macroscopic stretching lineation — is frequently observed suggesting intensive coaxial flattening during the late stage of folding (and/or after folding).

$D_1$  and  $D_{2a}$  must have taken place on the prograde stage and near peak conditions of the metamorphism as indicated by the intensive crystalplastic deformation of calcite and quartz associated with both  $S_{0-1}$  and  $S_2$  foliations, and posttectonic chloritoid (with respect both to  $S_{0-1}$  and  $S_2$  foliations) related to the thermal peak of metamorphism. Peak metamorphic conditions can be estimated at about 300–350°C in the Uppony unit, and 400–450°C in the Szendrő unit.

**D<sub>2b</sub>:** Limited ductile simple shear occurred after (or at the late stage of)  $F_1$  folding on the retrograde path, but at still relatively high temperatures ( $\geq 300^\circ\text{C}$ ). The resulting N-vergent thrusting (generally with a slight sinistral component) and the coeval NE-SW trending sinistral strike-slip movements suggest a transpressional tectonic regime. No large-scale mylonitic zones are related to this deformation event.

**D<sub>3</sub>:** A second, less intense folding ( $F_2$ ) produced locally a non-penetrative crenulation cleavage ( $S_3$ ). This deformation occurred at significantly lower temperatures ( $< 300^\circ\text{C}$ ) than the  $D_1$ - $D_{2a-b}$  events, as indicated by the minor associated crystalplastic deformation.

**D<sub>4</sub>:** Lastly, steeply plunging  $F_3$  kink folds were formed, mostly connected to N-S or NW-SE trending, semi-ductile shear zones. No foliation development is associated with this deformation phase, which indicates low deformation temperatures ( $\leq 200^\circ\text{C}$ ).

## Függelék

### *I. Az Upponyi- és Szendrői-paleozoikum litosztratigráfiai egységei*

#### **Upponyi-paleozoikum**

##### **Tapolcsányi-alegység**

###### *Tapolcsányi Formáció*

Javarészt sötétszürke-fekete, jellemzően karbonátmentes, gyakran pirites agyag- és kovapalák, helyenként bázisos metavulkanit betelepülésekkel. Mélyvízi, euxin, CCD szint alatti üledéképződési környezetet képvisel. A liditrétegekben néhol erősen deformált, eddig meghatározhatatlan Radioláriák maradványai láthatóak. A formáción belül két jelentősebb homokkő betelepülés fordul elő:

(i) a túlnyomó részt kvarcból álló, és ásvány-kőzettani különlegességként metamorf eredetű kloritoidot tartalmazó *Rágyincsvölgyi Homokkő*,

(ii) a jelentős mennyiségű földpátot és közettörmeléket tartalmazó *Csernelyvölgyi Homokkő*.

KOVÁCS (1992) e homokköveket formációként, FÜLÖP (1994) tagozatként különítette el. KOVÁCS (1992) keletalpi analógiák alapján (l. EBNER et al. 1997, 1998) a felső-ordovíciumba, azaz a rétegsor bázisára helyezte őket. E kérdést, illetve a Tapolcsányi Formációhoz kapcsolódó egyéb problémákat a 2.3.2.2. fejezetben tárgyalom.

###### *Strázahegyi Formáció*

Zöld-zöldeszürke (mállottan barnássárga), erősen karbonátos, bázisos metavulkanitokat (vulkanoklasztit, tufa, illetve kisebbrészt alkálibazalt láva: ún. Schalstein) és vulkanosedimenteket tartalmazó sorozat. Jellegzetessége a fenti képződményekhez kapcsolódó olisztosztróma, mely változatos méretű, szilur ortocerászos pelágikus és alsó-devon krinoideás mészkő olisztolitokat tartalmaz. Alárendelt mennyiségben más olisztolitok (fehér durvakristályos mészkő, szürke styliolinás mészkő, intraformációs breccsák) is előfordulnak. Jellemző az erős vasas metasomatózis. Az olisztolitok alapján a képződmény magasabb alsó-devon vagy középső-devon kora valószínűsíthető. Az ide sorolt képződmények a hegység déli peremén követhetőek — erősen tektonizált, széttagolt jelleggel — a Tapolcsányi F.

paláiba ágyazva. KOVÁCS (1992) a formációt a Tapolcsányi F. felső tagozataként különítette el.

#### *Éleskői Formáció*

A Tapolcsányi-alegység északi részén, igen kis területen feltárt, szürke-fehér sávós, styliolinás mészkőolisztolitokat tartalmazó olisztosztróma. Az olisztolitok mátrixa szürke meszes agyagpala-aleurolitpala, finomszemcsés metahomokkő. Az olisztolitok középső-, felső-devon (emsi-kora-famenni) Conodonta faunát szolgáltatottak. A formáció kora és kapcsolata a környező agyag- és kovapalákkal ismeretlen. KOVÁCS (1992) feltételeesen a középső-karbonba sorolta.

#### *Nekézsenyi Konglomerátum Formáció*

A Tapolcsányi F. képződményein települő, poszttektonikus Gosau fedő, amely uralkodóan vastagpados konglomerátum-homokkő, helyenként márga betelepülésekkel. A Gömör-Bükk régió magyarországi részén csak innét ismeretes. Kora az ősmaradványok alapján felső-kréta (santoni(?)-campani). Kavicsai közt az Upponyi-paleozoikum mellett meghatározó mennyiségű a Rudabányi-hegység Bódvai-egységéből származó kőzetanyag, de nem tartalmaz bükki eredetű törmeléket az eddigi vizsgálatok szerint (BREZSNYÁNSZKY & HAAS 1984, CLIFTON et al. 1985.)

### **Lázbérci-alegység**

#### *Upponyi Mészkő Formáció*

Fehér-világosszürke, néhol kékeszürke, jól kristályos mészkő, amely egykori platform környezetet jelez. Határozható ősmaradványt az erős átkristályosodás miatt nem tartalmaz. Kora feltehetően középső-felső devon, amire a rátelepülő, Abodi Mészkő reliktumokból következtethetünk.

#### *Abodi Mészkő Formáció*

Változatos megjelenésű litosztratigráfiai egység. Legjellemzőbb, terepen is könnyen azonosítható típusa az enyhén barnás elszíneződésű (üdén szürkés-fehér), általában jól kristályos, klorit-szericit hálós „cipollino” (eredetileg vékony tufacsíkos mészkő). Nagyobb mennyiségű tufaanyag esetén viszonylag puha, meszes klorit-szericitpala kifejedésű. Tufamentes változatai közt előfordul kékeszürke vagy (szürkés)barna, illetve vörösesbarna, vékonylemezes, viszonylag finomszemcsés, flázeres mészkő (ez terepen sokszor elkülöníthetetlen a Lázbérci és Dedevári

Mészkrétől). Ugyancsak gyakori a barnás árnyalatú vagy fehér (szürkésfehér), jól kristályos, általában vékony lemezes változata, de helyenként tömeges kifejlődésű. A kvarc (és földpát) részaránya néhol akár az 50%-ot is elérheti. Pelágikus, medencefáciesű képződmény, amelynek kora a Conodonták alapján uralkodóan felső-devon (frasni–famenni), néhol a középső-devon (givetii) legtetjét is tartalmazza. Jellemző rá az erős ankeritesedés és dolomitoidosodás. (A leírás tartalmazza egyben a szendrői előfordulások jellemzőit is).

#### *Dedevári Mészkré Formáció*

Kékes-szürke, néha rózsaszínű-barnás árnyalatú, viszonylag jól kristályos, jól rétegzett, (vékony)pados mészkré, vékony (cm-dm vastagságú) liditbetelepülésekkel. Pelágikus, medencefáciesű képződmény, melynek kora a Conodonták alapján alsó-karbon (tournai, illetve alsó-viséi). E formáció terepi elválasztása az Abodi és Lázberci Formáció hasonló kifejlődéseitől szintén rendkívül nehéz (*l. még 2.3.2.2. alfejezet*).

#### *Lázberci Formáció*

Kékesszürke, sötétszürke-fekete, vékonypados, eredetileg általában jól rétegzett, finomszemű, lemezesen elváló mészkré-mészpala, és (meszes) agyag-aleuritpala, illetve homokkőpala váltakozása. Pelágikus, medencefáciesű képződmény, melynek kora a Conodonták alapján felső-viséi–alsó-baskíriai. A *Dereneki Tagozat* a Lázberci F. elterjedési területének déli részén alkot egyetlen vékony, jól követhető sávot a Lázberci-víztározótól nyugatra. Általában masszív, szürke, közép-durvaszemű (kavicsos) homokkő és konglomerátum, pár cm-es mészkré, lidit és kvarcit kavicsokkal, valamint szürkés-kék homokos és Crinoideás mészkré. Kora ismeretlen. KOVÁCS (1992) a Bükkből ismert felső-karbon Mályinkai Formációval korrelálta, PELIKÁN szerint (szóbeli közlés) a kettő nem azonosítható.



## Szendrői-paleozoikum

### Abodi-alegység

#### *Irotai Formáció*

Csak a hegység keleti részéről ismert (Irota és Gadna közti területen) sötét színű, gyakran grafitos és kovás agyapala és metahomokkő („*peremi agyagpala-sorozat*”: REICH 1952; „*felső törmelékes rétegcsoport*”: RAINCSÁKNÉ-KOSÁRY 1978). A formáció alapszelvényének tekintett Felsővadász-1 (Fv-1) fúrásban meszes fillit és metahomokkő is előfordul. A formációból ősmaradvány eddig nem került elő. A litosztratigráfiai besorolás szerint e formáció képezi a tabulátás Szendrőládi Mészke Formáció eredeti üledékes feküjét — s így a hegység legidősebb képződményét is. Feltételezett alsó-devon kora mindenekelőtt a Fv-1 fúrás látszólag folytonos rétegátmenetére alapozódik. E formációval kapcsolatos problémákat a 2.3.3.2. fejezet mutatja be részletesen.

#### *Szendrőládi Mészke Formáció*

Többnyire sötétszürke-szürke, helyenként rendkívül fossziliadús (korallak, Crinoideák, medencefáciesben: Conodonta) mészke, de számottevő mennyiségű az agyagos-homokos rétegcsoportok részaránya is. A hegység biosztratigráfiaiban legjobban datált képződménye. Kora középső-devon, illetve felső-devon legalsó része (eifeli–frasni). 4 kifejlődési típusa ismeretes: a) foltzátony fáciesű mészke, b) medencefáciesű mészke, c) medencefáciesű finomhomokos-aleuritos mészke, d) medencefáciesű finomszemű homokkő és fillit. Az Abodi Mészkevel gyakran összefogazódik, és részben korban is átfed, ezért elválasztásuk néhol bizonytalan (pl. Irota környéke).

#### *Bükhegyi Márvány Formáció*

A hegység igen kis területére korlátozódó (csak Szendrőlád déli szomszédságában feltárt), csapás mentén nem követhető, többnyire barnássárga-barnásfehér, jól kristályos márvány. Egykori platform környezetet jelez, korhatározó ősmaradvány eddig nem került elő belőle. KOVÁCS (1992) szerint a Rakacaszendi Márvány és a Szendrőládi Mészke heteropikus fáciese, feltételezett magasabb középső-devon, illetve felső-devon kora ebből adódik. Ezen litológiai egység kifejlődéséből és előfordulási sajátosságaiból következő földtani probléma bővebb kifejtése a 2.3.3.2. fejezetben található.

#### *Abodi Mészke Formáció*

Lásd az Upponyi-hegység Lázberci-alegységének leírásánál.

#### *Verebeshegyi Mészke Formáció*

Lásd a Rakacai-alegység leírásánál.

#### *Szendrőládi Füllit Formáció*

Lásd a Rakacai-alegység leírásánál.

### **Rakacai-alegység**

#### *Rakacai Márvány Formáció*

Kékesszürke-fehér, gyakran sávos, durvakristályos márvány, mely számos helyen tartalmaz teljesen átkristályosodott és deformált biogén elemeket, néhol a Crinoidea még felismerhetők. Egykori platform környezetet képvisel, amely feltehetőleg heteropikus fáciesű a középső-(felső-)devon Szendrőládi Mészkevel.

KOVÁCS (1992) értelmezése szerint azonban nem egységes devon platformról van szó, hanem a formáció két részre tagolható: (I) az északibb sáv (Rakacszendi Márvány) devon korú (givetii-frasni), míg (II) a délebbi sáv (Rakacai Márvány) karbon korú (16. ábra). A modell szerint a két márványsávot a JÁMBOR (1958) által térképezett ún. „köztes pala” választja el egymástól. Az elválasztás alapjául szolgál továbbá a rátelepülő, illetve heteropikusan összefogazódó képződmények jellege. E modell bővebb diszkusszióját lásd a 2.3.3.2. fejezetben.

#### *Abodi Mészke Formáció*

A típusos cipollino előfordulások mellett ebben az alegységben jellemző a kékesszürke (néhol vöröses-barnás), viszonylag finomabb szemcsés változat is (pl. Kis-Somos, Rakacszend).

#### *Kopaszhegyi Mészke Formáció*

Többnyire barna, sárgásbarna színű (eredetileg szürke), igen sok Crinoidea-maradványt tartalmazó, közép-, illetve finomszemcsés mészke. Kora a Conodonták alapján magasabb alsó-karbon (alsó-viséi). KOVÁCS (1992) szerint a karbon korú platform fáciesű (Rakacai Márvány) összefogazódó, heteropikus fácies.

### *Verebeshegyi Mészke Formáció*

A Rakacai Márványon, az Abodi Mészkeön, illetve a Kopaszhegyi Mészkeön települő, kékesszürke-sötétszürke, helyenként barnás, többnyire jól rétegzett, pados, helyenként Crinoidea-töredékeket tartalmazó, közép- és finomszemcsés mészke. Esetenként kovás kifejlődésű. Medencefáciesű képződmény, melynek kora a Conodonták alapján magasabb alsó-karbon, illetve középső-karbon eleje (felső-viséi–alsó-baskíriai).

### *Szendrői Fillit Formáció*

A hegység közettanilag legváltozatosabb felépítésű egysége, amely a Karni-Alpok karbon Hochwipfeli flisével korrelálható. A *Rakacaszendi Tagozatot* finomtörmelékes (gradált homokkő és aleuritos) karbonátos fillit építi fel, amely a Verebeshegyi Mészkeből fejlődik ki. A *Meszesi Tagozatot* a sötétszürke sávos fillitbe települő, viszonylag durvább szemű, gradált homokkövek, allodapikus mészkevek és olisztosztrómák jellemzik. Az olisztolitok között a hegység idősebb képződményei — eltérő mennyiségben ugyan — mind megtalálhatóak. A középső részben (*Pestavölgyi Tagozat*) a típusos homokkősávos fillit (egykori disztális turbidit) dominál. Végül a *Palabányai Tagozatot* a sötétszínű, gyakran grafitos, kevés durvább törmelékes betelepülést tartalmazó agyagpala-fillit alkotja. Kora felső-viséi–baskíriai (esetleg moszkvai is). Olistolitból tournai mészke is előkerült, ami ezenkívül a Rakacai Márvány hasadékköltéseiből is ismert.

## II. Az irányított minták legfontosabb szerkezeti adatainak összefoglaló táblázatai

A pirossal kiemelt mintaazonosítók a mikroszerkezeti vizsgálatokkal igazolt egyszerű nyírást jelzik.  
(Vesd össze 5.4. és 5.5. fejezetek, illetve III. és V. sz. melléletek.)

### Upponyi-paleozoikum

| Minta-azonosító | Minta származási helye  | Kőzettípus   | Referencia-felület<br>( $S_{0-1}$ , $S_2$ , ill.<br>bizonytalan esetben S) | Meghatározott megnyúlási<br>vonalasság ( $lin_{str}$ )<br>és minősítése | Meghatározott metszési<br>vonalasság(ok) ( $lin_{i1}$ , $lin_{i2}$ )<br>(Terepen mért és/vagy vágott<br>felületen ill. csiszolatban) | Egyéb<br>megjegyzések                                  |
|-----------------|---|--|--|---|--|--|
| U-1             | Uppony, a vadászház felett kb. 50 m-rel                                 | Erősen kataklázos, sötétszürke, kalciteres mészkő          | $S_2$ 294/80   | $lin_{str}$ nem észlelhető  | $lin_{i1}$ nem észlelhető  | Kataklázosodás kései töréses deformációhoz kapcsolódik |
| U-2             | U-1-től kb. 20 m-re K-re  | Sötétszürke, finomszemcsés, kalciteres mészkő              | $S_2$ 110/82   | $lin_{str}$ 198/15, valószínű   | $lin_{i1}$ 198/15  |  |
| U-3             | Dedevári alapszelvény feltárás  | Barnásszürke, kalciteres mészkő                            | $S_{0-1}$ 322/65<br>( $S_2$ DK-i dőlésű!)                                  | $lin_{str}$ 35/23   | $lin_{i1}$ 35/23   | Megnyúlás a kézipéldányon meghatározva                 |
| U-4             | Dedevári alapszelvény feltárás  | Barnásszürke, kalciteres mészkő                            | $S_{0-1}$ 318/60<br>( $S_2$ DK-i dőlésű!)                                  | $lin_{str}$ 25/34, biztos   | $lin_{i1}$ 35/23   |  |
| U-5             | Csermely-völgy Ny-i oldala, a Kőrözsatető oldalában                     | Sötétszürke, harántpalás, finomszemcsés, kalciteres mészkő | $S_2$ 152/65   | $lin_{str}$ 236/14, biztos  | $lin_{i1}$ 248/13  |  |
| U-6             | Rágyincs-völgy É-i oldala, a Miklós-völgytől kb. 250 m-re K-re          | Sötétszürke-fekete agyagpala                               | $S_2$ 295/43   | $lin_{str}$ 315/41, bizonytalan   | $lin_{i1}$ 214/8   | $S_{0-1}$ $S_2$ -nél laposabban dől Ny(ÉNy?) felé      |
| U-7             | Nekézsenytől 0,5 km-re ÉÉNy-ra, kis kőfejtő a Csermely-p. ÉNy-i oldalán | Szürkésbarna, masszív homokkő                              | $S_{2(?)}$ 145/29  | $lin_{str}$ 209/20, bizonytalan   | $lin_{i(1?)}$ 213/18   |  |
| U-8             | I. U-7  | Szürkésbarna, masszív homokkő                              | $S_2$ 130/35   | $lin_{str}$ nem észlelhető  | $lin_{i(1?)}$ 203/11   |  |
| U-9             | I. U-7  | Szürkésbarna, masszív homokkő                              | $S_2$ 180/25   | $lin_{str}$ 137/19, feltételezett                                       | $lin_{i1}$ nem észlelhető  |  |
| <b>U-10</b>     | Bugyogbérc K-i lejtője, kb. 40 m-rel a Csermely-völgy felett            | Sötétszürke, harántpalás, finomszemcsés, kalciteres mészkő | $S_2$ 145/81<br>( $S_{0-1}$ 335/17)  | $lin_{str}$ 215/10, valószínű   | $lin_{i1}$ 225/3   |  |

| Minta-azonosító | Minta származási helye                           | Kőzettípus   | Referencia-felület<br>(S <sub>0-1</sub> , S <sub>2</sub> , ill. bizonytalan esetben S) | Meghatározott megnyúlási vonalasság (lin <sub>str</sub> ) és minősítése | Meghatározott metszési vonalasság(ok) (lin <sub>1</sub> , lin <sub>2</sub> )<br>(Terepen mért és/vagy vágott felületen ill. csiszolatban) | Egyéb megjegyzések                                   |
|-----------------|--|--|--|---|---|--|
| U-11            | Rágyincs-völgy középső szakasza, É-i oldalban    | Erősen bontott, barnásszürke metavulkanit                                | S <sub>2(?)</sub> 185/40   | lin <sub>str</sub> 255/16, bizonytalan                                  | lin <sub>1(?)</sub> 255/16  |  |
| U-12            | U-11-től kb. 10 m-re K-re                        | Erősen bontott, karbonátos, barnás-szürke metavulkanit                   | S <sub>2(?)</sub> 340/53   | lin <sub>str</sub> nem észlelhető                                       | lin <sub>1</sub> nem észlelhető   |  |
| U-13            | Rágyincs-völgy alsó szakasza                     | Világosszürke, harántpalás, finomszemű homokkő                           | S <sub>2</sub> 135/83<br>(S <sub>0-1</sub> 113/38)                                     | lin <sub>str</sub> 178/81, valószínű                                    | lin <sub>1</sub> 53/5   |  |
| U-14            | Rágyincs-völgy alsó szakasza                     | Világosszürke, harántpalás, finomszemű homokkő                           | S <sub>2</sub> 142/78<br>(S <sub>0-1</sub> 114/22)                                     | lin <sub>str</sub> 180/74, valószínű                                    | lin <sub>1</sub> 43/7   |  |
| U-15            | Rágyincs-völgy alsó szakasza                     | Világosszürke, harántpalás, finomszemű homokkő                           | S <sub>2</sub> 114/84<br>(S <sub>0-1</sub> 100/11)                                     | lin <sub>str</sub> -  | lin <sub>1</sub> 45/6   | S <sub>2</sub> -vel párhuzamos csiszolat nem készült |
| <b>U-16</b>     | Vízköz DK-i orra, a meredek lejtőn (Sároltal)    | Szürkésfekete, finomszemcsés mészkő                                      | S <sub>2(?)</sub> 316/70   | lin <sub>str</sub> 37/23, biztos  | lin <sub>1</sub> 231/14 (?)   |  |
| U-17            | Rágyincs-völgy alsó szakasza                     | Világosszürke, harántpalás, finomszemű homokkő                           | S <sub>2</sub> -   | lin <sub>str</sub> -  | lin <sub>1</sub> -  | Kőzettani minta (nem irányított)                     |
| U-18            | Rágyincs-völgy alsó szakasza                     | Világosszürke, harántpalás, finomszemű homokkő                           | S <sub>2</sub> 120/88<br>(S <sub>0-1</sub> 55/69)                                      | lin <sub>str</sub> -  | lin <sub>1</sub> 55/12  | S <sub>2</sub> -vel párhuzamos csiszolat nem készült |
| U-19            | Rágyincs-völgy alsó szakasza                     | Világosszürke, harántpalás, finomszemű homokkő                           | S <sub>2</sub> 165/85  | lin <sub>str</sub> 208/80, valószínű                                    | lin <sub>1</sub> 70/6   |  |
| U-20            | A Rágyincs-völgyből a Lipócra menő földút mentén | Szürkésbarna, gyengén sávos agyagpala                                    | S <sub>2</sub> 128/58  | lin <sub>str</sub> nem észlelhető                                       | lin <sub>1</sub> 210/13   |  |
| U-21            | "Félsziget" ÉNy-i csücske                        | Meszes, szürke, finomszemű homokkő                                       | S 210/21   | lin <sub>str</sub> 242/18, valószínű                                    | lin <sub>1</sub> 296/1  |  |
| U-22            | Nekézseny, Harka-tető ÉNy-i oldala               | Erősen bontott, karbonátos barnás-szürke metavulkanit ("olisztosztróma") | S <sub>2</sub> 155/60  | lin <sub>str</sub> 235/17, bizonytalan                                  | lin <sub>1</sub> 225/25   |  |

| Minta-azonosító | Minta származási helye  | Kőzettípus   | Referencia-felület<br>(S <sub>0-1</sub> , S <sub>2</sub> , ill.<br>bizonytalan esetben S) | Meghatározott megnyúlási<br>vonalasság (lin <sub>str</sub> )<br>és minősítése            | Meghatározott metszési<br>vonalasság(ok) (lin <sub>1</sub> , lin <sub>2</sub> )<br>(Terepen mért és/vagy vágott<br>felületen ill. csiszolatban) | Egyéb<br>megjegyzések                           |
|-----------------|---|--|---|--|---|---|
| U-23            | Nekézseny, Harka-tető<br>ÉNy-i oldala   | Erősen bontott,<br>karbonátos, barnás-<br>szürke metavulkanit  | S <sub>2</sub> 134/60   | lin <sub>str</sub> nem észlelhető  | lin <sub>1</sub> nem észlelhető   |   |
| U-24            | Bóti-völgy 1. (D)Ny-i<br>vízmosásának oldalában   | Szürkésbarna,<br>masszív homokkő   | S <sub>2</sub> 130/35   | lin <sub>str</sub> 95/30, feltételezett  | lin <sub>1(17)</sub> 204/12   |   |
| <b>U-25a, b</b> | Sziklafeltárás a<br>Zsinnyétől kb. 500 m-re<br>K-re, a Csemely-völgy<br>É-i meredek oldalában | a-b, Barnásszürke ill.<br>sötétszürke,<br>finomszemcsés,<br>kalciteres mészkő                          | a, S <sub>2</sub> 334/80<br>b, S <sub>2</sub> 325/81                                      | a, lin <sub>str</sub> 248/20<br>b, lin <sub>str</sub> 244/44, biztos                     | a, lin <sub>1</sub> 248/20<br>b, lin <sub>1</sub> 248/44(?)   | a, Megnyúlás a<br>kézipéldányon<br>meghatározva |
| U-26a, b        | Zsinnye DK-i "orrának"<br>sziklafeltárása   | a, Zöldesszürke,<br>erősen meszes,<br>hólyagüreges, vulkanit<br>b, Világosszürke,<br>kalciteres mészkő | a, S <sub>0-1(?)</sub> 360/35<br>b, S <sub>0-1(?)</sub> 350/20                            | a, lin <sub>str</sub> 287/11, bizonytalan<br>b, lin <sub>str</sub> 293/11, feltételezett | a, lin <sub>1</sub> 287/11<br>b, lin <sub>1</sub> 293/11 (?)  |   |
| U-27            | Halatvén-kút völgye, a<br>patakmeder kisebb<br>feltárása                                      | Erősen bontott,<br>meszes, barnás-<br>szürke metavulkanit  | S <sub>2</sub> 195/52   | lin <sub>str</sub> nem észlelhető  | lin <sub>1</sub> nem észlelhető   |   |
| U-28            | Nekézseny, Csemely-<br>völgy Ny-i oldala  | Erősen bontott,<br>barnásszürke<br>metavulkanit  | S <sub>2</sub> -  | lin <sub>str</sub> -   | lin <sub>1</sub> -  | Kőzettani minta (nem<br>irányított)             |
| U-29            | Rágyincs-völgy, a<br>homokkősziklák K-i<br>oldalán  | Szürkésfekete,<br>kloritoidpala  | S <sub>2</sub> közvetlenül nem<br>mérhető   | lin <sub>str</sub> -   | lin <sub>1</sub> -  | Elsősorban kőzettani<br>minta                   |
| U-30            | Félsziget DK-i vége<br>(Dédestapolcsány), a tó<br>felett kb. 20m-rel                          | Szürkésbarna,<br>fossilidús, onkoidos<br>mészkő (kavics)   | S <sub>2</sub> -  | lin <sub>str</sub> -   | lin <sub>1</sub> -  | Kőzettani minta (nem<br>irányított)             |
| U-31            | Rágyincs-völgy É-i<br>oldalában egykori urános<br>kutatóárok                                  | Erősen bontott,<br>karbonátos barnás-<br>szürke metavulkanit   | S <sub>2</sub> -  | lin <sub>str</sub> -   | lin <sub>1</sub> -  | Kőzettani minta (nem<br>irányított)             |
| U-40            | Víztározó Ny-i oldala<br>felett, Alsó-Mihály táró<br>vége                                     | Grafitos, fekete, puha<br>agyagpala  | S <sub>2</sub> 125/64   | lin <sub>str</sub> nem észlelhető  | lin <sub>1</sub> 213/4  |   |
| U-41            | Rágyincs-völgy, Ferenc-<br>József táró, Ny-i ág   | Sötétszürke lidit  | S <sub>0-1</sub> 272/22   | lin <sub>str</sub> nem észlelhető  | lin <sub>1</sub> 212/22   |   |
| U-42            | Dedevári alapszelvény<br>feltárás   | Sötétszürke, gyengén<br>palás lidit  | S <sub>2</sub> 118/75<br>(S <sub>0-1</sub> 298/67)  | lin <sub>str</sub> 29/5, valószínű   | lin <sub>1</sub> 22/14  |   |

| Minta-azonosító | Minta származási helye  | Kőzettípus  | Referencia-felület (S <sub>0-1</sub> , S <sub>2</sub> , ill. bizonytalan esetben S)      | Meghatározott megnyúlási vonalasság (lin <sub>str</sub> ) és minősítése         | Meghatározott metszési vonalasság(ok) (lin <sub>1</sub> , lin <sub>2</sub> ) (Terepen mért és/vagy vágott felületen ill. csiszolatban) | Egyéb megjegyzések   |
|-----------------|---|---|--|---|--|--|
| U-43            | Víztározó K-i partján, a gáttól kb. 0,5 km-re ÉNY-ra, az út menti szelvény              | Meszes, csillámos aleurolitpala                             | S <sub>0-1</sub> 165/41 (~S <sub>2</sub> 160/63)   | lin <sub>str</sub> 240/13   | lin <sub>1</sub> 240/13  | Megnyúlás a kézipéldányon meghatározva                                 |
| U-44            | Malom hegyesének, DK-i oldalán, kb. 100 m-rel a Rágyincsvölgy felett                    | Kovás, fekete agyagpala ill. barna homokkő érintkezése      | S <sub>2</sub> -   | lin <sub>str</sub> -  | lin <sub>1</sub> -   | Kőzettani minta törmelékből (nem irányított)                           |
| U-45            | U-20-tól kb. 30-m-re K-re   | Szürkésbarna, gyengén sávós agyagpala                       | S <sub>2</sub> 165/64  | lin <sub>str</sub> 248/13, bizonytalan  | lin <sub>1</sub> 219/31  |  |
| U-46a, b        | Víztározó Ny-i oldalán, az út melletti feltárás, a Derenneki völgytől kb. 150 m-re É-ra | a-b, Világosszürke, palás, erősen meszes mikrokonglomerátum | a, S <sub>2</sub> 131/69<br>b, S <sub>2</sub> 146/62                                     | a, lin <sub>str</sub> 201/41, biztos<br>b, lin <sub>str</sub> 211/39, valószínű | a, lin <sub>1</sub> 50/23<br>b, lin <sub>1</sub> nem észlelhető,<br>lin <sub>2</sub> 208/41  |  |
| <b>U-47</b>     | Víztározó Ny-i oldalán, az út mellett feltárás, a Derenneki völgytől kb. 30 m-re É-ra   | Sötétszürke, finomszemcsés, kalciteres mészkő               | S <sub>2</sub> 145/57  | lin <sub>str</sub> 192/47, biztos   | lin <sub>1</sub> 224/17  | Jól fejlett lin <sub>str</sub> erősen felülbélyegzi lin <sub>1-t</sub> |
| U-48a, b        | Feketekő-tetőtől kb. 100 m-re KDK-re, az erdészeti úton                                 | a-b, Piroxén-andezit (miocén)                               | S <sub>2</sub> -   | lin <sub>str</sub> -  | lin <sub>1</sub> -   | Kőzettani minta törmelékből (nem irányított)                           |
| <b>U-49</b>     | Víztározó Ny-i oldala felett, Alsó-Mihály táró kb. 57 m-nél                             | Fekete, kovás, gyengén sávós agyagpala                      | S <sub>0-1</sub> 238/45  | lin <sub>str</sub> nem észlelhető   | lin <sub>1</sub> nem észlelhető  |  |
| U-50            | Csernely-völgy K-i oldalában, a Nek-4 fúrás közelében                                   | Világosszürke, palás, erősen meszes mikrokonglomerátum      | S <sub>2</sub> 135/60  | lin <sub>str</sub> 204/22, biztos   | lin <sub>1</sub> 215/18  |  |
| U-51            | U-50-tól kb. 200 m-re Ny-ra, a patak K-i oldalában lévő feltárás                        | Világosszürke, palás, erősen meszes mikrokonglomerátum      | S <sub>2</sub> 135/49  | lin <sub>str</sub> 205/19, valószínű  | lin <sub>1</sub> 209/15  |  |
| U-52a, b        | Csernely-völgy K-i oldala az erdészeti úton   | a-b, Fekete, sávós agyagpala                                | a, S <sub>2</sub> 147/30<br>b, S <sub>2</sub> 165/33                                     | a, lin <sub>str</sub> 193/25, valószínű<br>b, lin <sub>str</sub> 200/28, biztos | a, lin <sub>1</sub> 228/5<br>b, lin <sub>1</sub> 242/8   | a, Az egyes doménekben az irányítottság kissé eltér                    |
| U-53            | Rágyincsvölgy, Zsófiatáró, Ny-i ág végén, az omlásnál                                   | Barnásfekete, gyengén sávós agyagpala                       | S <sub>0-1</sub> 272/67<br>S <sub>2</sub> meredekebben dől Ny felé S <sub>0-1</sub> -nél | lin <sub>str</sub> 192/23   | lin <sub>1</sub> 192/23  | Megnyúlás a kézipéldányon meghatározva                                 |

| Minta-azonosító | Minta származási helye   | Kőzettípus   | Referencia-felület<br>(S <sub>0-1</sub> , S <sub>2</sub> , ill.<br>bizonytalan esetben S) | Meghatározott megnyúlási<br>vonalasság (lin <sub>str</sub> )<br>és minősítése | Meghatározott metszési<br>vonalasság(ok) (lin <sub>i1</sub> , lin <sub>i2</sub> )<br>(Terepen mért és/vagy vágott<br>felületen ill. csiszolatban) | Egyéb<br>megjegyzések  |
|-----------------|--|--|---|---|---|--|
| U-54            | Víztározó K-i partján, a gáttól kb. 0,6 km-re ÉNY-ra                                     | Barnásszürke, gyengén sávos agyagpala                                    | S <sub>2</sub> 307/78   | lin <sub>str</sub> 225/34   | lin <sub>i1</sub> 225/34,<br>lin <sub>i2</sub> 20/53  | Megnyúlás a kézipéldányon meghatározva   |
| U-55            | Víztározó K-i partján az út menti sziklafeltárás, a Feketekő-tetőtől kb. 0,5 km-re DK-re | Sárgásbarna, vékonyréteges dolomit                                       | S <sub>0-1</sub> 114/32<br>S <sub>2</sub> 128/64  | lin <sub>str</sub> 126/31, feltételezett                                      | lin <sub>i1</sub> 50/15, 41/10  | Csak kisebb doménekből figyelhető meg irányított szövet                          |
| <b>U-56</b>     | Víztározó Ny-i oldalán, az út menti alapszelvény, kb. 200 m-re D-re a Derenneki-         | Sötétszürke, finomszemcsés, kalciteres mészkő                            | S <sub>0-1(?)</sub> 144/46  | lin <sub>str</sub> 104/39, biztos   | lin <sub>i1</sub> 73/31   |  |
| <b>U-57</b>     | Csernely-völgy nagy kanyarja a Zsinnye alatt, a patak D-i oldalában                      | Sötétszürke, finomszemcsés, kalciteres mészkő                            | S <sub>2</sub> 181/32   | lin <sub>str</sub> 169/31, bizonytalan  | lin <sub>i1</sub> 262/5   | Kézipéldányon lin <sub>i</sub> nem észlelhető, csak csiszolatból rekonstruálható |
| U-60            | Nekézseny, Harka-tető D-i oldala   | Szürkészöld, erősen bontott metabazalt                                   | S <sub>2</sub> 283/67   | lin <sub>str</sub> 317/63, bizonytalan  | lin <sub>i</sub> nem észlelhető   |  |
| U-61            | U-55-től kb. 150 m-re (É)ÉK-re feljebb a kis horhosban                                   | Barnásszürke, finomszemcsés, kalciteres mészkő                           | S(?) 357/36   | lin <sub>str</sub> nem észlelhető   | lin <sub>i1(?)</sub> 283/12   |  |
| <b>U-62a, b</b> | Upponyi-szoros eleje, ill. vége  | a, Szürke, kristályos mészkő<br>b, Világosszürke, jól kristályos márvány | a, S <sub>2</sub> 126/63<br>b, S <sub>2</sub> 120/70                                      | a, lin <sub>str</sub> 211/8, biztos<br>b, lin <sub>str</sub> 32/5, biztos     | a, lin <sub>i1</sub> 211/8<br>b, lin <sub>i1</sub> 32/5   |  |
| <b>U-63</b>     | Víztározó Ny-i oldalán, az út menti kisebb feltárás, a Vízköz oldalában                  | Világosszürke, klorit-szericithálós jól kristályos márvány (cippolino)   | S <sub>0-1</sub> 117/38   | lin <sub>str</sub> 208/8, biztos  | lin <sub>i1</sub> 208/8   | Megnyúlás a kézipéldányon meghatározva   |
| <b>U-64</b>     | I. U-56  | Sötétszürke, finomszemcsés, kalciteres mészkő                            | S <sub>2</sub> 145/58   | lin <sub>str</sub> 106/50, biztos   | lin <sub>i1</sub> 75/29   |  |
| U-65a, b        | Rágyincs-völgy, a homokkősziklák K-i oldalán   | a-b, Szürkésfekete, kloritoidpala  | S <sub>2</sub> közvetlenül nem mérhető  | lin <sub>str</sub> -  | lin <sub>i</sub> -  | Elsősorban kőzettani minta   |



## Szendrői-paleozoikum

| Minta-azonosító | Minta származási helye   | Kőzettípus  | Referencia-felület (S <sub>0-1</sub> , S <sub>2</sub> ill. bizonytalan esetben S) | Meghatározott megnyúlási vonalasság (lin <sub>str</sub> ) és minősítése | Meghatározott metszési vonalasság(ok) (lin <sub>i1</sub> , lin <sub>i2</sub> ) (Terepen mért és/vagy vágott felületen ill. csiszolatban) | Egyéb megjegyzések   |
|-----------------|--|---|---|---|--|--|
| <b>SZ-1</b>     | Borda-völgy, 1. sz. kőfejtő  | Sötétszürke, meszes-homokos agyagpala                               | S <sub>2</sub> 120/60   | lin <sub>str</sub> 97/58, feltételezett                                 | lin <sub>i1</sub> 202/13<br>lin <sub>i2</sub> 187/34   | S <sub>3</sub> (K)DK-i dőlésű, de meredekebb S <sub>2</sub> -nél |
| <b>SZ-2</b>     | Borda-völgy, 6. sz. kőfejtő  | Sötétszürke kristályos mészkő (átkristályosodott fehér korallokkal) | S <sub>2</sub> 114/68   | lin <sub>str</sub> 70/61, valószínű                                     | lin <sub>i</sub> nem meghatározható  |  |
| SZ-3            | Borda-völgy, 8. sz. kőfejtő (a vadászháznál)                                 | Szürke mészpala (átkristályosodott, fehér korallokkal)              | S <sub>0-1</sub> 121/35 (S <sub>2</sub> 112/57)                                   | lin <sub>str</sub> 181/19, feltételezett                                | lin <sub>i1</sub> 181/19   | Megnyúlási irány a kézipéldány alapján meghatározva              |
| SZ-4            | Rakaca, Tsz kőfejtő  | Szürkés-kék, jól kristályos márvány                                 | S <sub>2</sub> 138/44   | lin <sub>str</sub> nem figyelhető meg                                   | lin <sub>i1</sub> 217/10   |  |
| <b>SZ-5</b>     | Bátori-patak Rakaca-völgyi torkolatától kb. 150 m-re DK-re, a kis kőfejtőben | Fehér, jól kristályos márvány                                       | S <sub>2</sub> 157/44   | lin <sub>str</sub> 190/39, biztos                                       | lin <sub>i1</sub> 86/17  |  |
| <b>SZ-6</b>     | Kopaszhegyi kőfejtő  | Kékesszürke, jól kristályos márvány                                 | S <sub>2</sub> 160/35   | lin <sub>str</sub> 184/33, valószínű                                    | lin <sub>i</sub> nem meghatározható  |  |
| SZ-7            | Vermek-dombja, alapszelvény kutatóárok                                       | Palásodott, karbonátos homokkő                                      | S <sub>0-1?</sub> 137/75  | lin <sub>str</sub> nem figyelhető meg                                   | lin <sub>i1(?)</sub> 215/38  |  |
| SZ-8            | Meszestől kb. 0,5 km-re ÉÉNy-ra lévő kőbánya                                 | Fehér, jól kristályos homogén márvány                               | S <sub>2</sub> 171/24   | lin <sub>str</sub> 187/23, feltételezett                                | lin <sub>i</sub> nem meghatározható  |  |
| SZ-9            | Királykúpusztától kb. 0,7 km-re ÉK-re, a patak feletti sziklafeltárás        | Szürke, Crinoideás mészpala ("olisztosztróma")                      | S <sub>2</sub> 142/28   | lin <sub>str</sub> 89/14  | lin <sub>i1</sub> 89/14  | Megnyúlási irány a kézipéldány alapján meghatározva              |
| <b>SZ-10</b>    | Abodi-völgy, kis kőfejtő a völgy É-i oldalán a Fazekas-tanya előtt           | Sötétszürke, jól kristályos márvány                                 | S <sub>2</sub> 114/47   | lin <sub>str</sub> 148/42, feltételezett                                | lin <sub>i1(?)</sub> 74/39   | S <sub>2</sub> síkjában doménenként eltérő lineáció viszonyok    |
| SZ-11           | Borda-völgy bejárata, az 1.sz. kőfejtőtől kb. 70 m-re az út DNY-i oldalán    | Sötétszürke, aleuritos agyagpala (fillit)                           | S <sub>2</sub> 115/38   | lin <sub>str</sub> 45/15, feltételezett                                 | lin <sub>i1</sub> 45/15,<br>lin <sub>i2</sub> 146/34   | Megnyúlási irány a kézipéldány alapján meghatározva              |

| Minta-azonosító  | Minta származási helye  | Kőzettípus  | Referencia-felület (S <sub>0-1</sub> , S <sub>2</sub> ill. bizonytalan esetben S) | Meghatározott megnyúlási vonalasság (lin <sub>str</sub> ) és minősítése                  | Meghatározott metszési vonalasság(ok) (lin <sub>1</sub> , lin <sub>2</sub> ) (Terepen mért és/vagy vágott felületen ill. csiszolatban) | Egyéb megjegyzések   |
|------------------|---|---|---|--|--|--|
| SZ-12            | Bük-hegy (É)ÉK-i oldalán, kis felhagyott kőfejtő                      | Világosszürke, gyengén homokos mészkő                                 | S <sub>2</sub> 135/88<br>S <sub>0-1</sub> 119/38                                  | lin <sub>str</sub> 200/65, bizonytalan   | lin <sub>1</sub> 211/12  |  |
| <b>SZ-13</b>     | Szendrőlád É-i határa, a műút K-i oldalán a buszmegálló kis feltárása | Sötétszürke mészpala  | S <sub>2</sub> 118/30   | lin <sub>str</sub> 116/29, biztos  | lin <sub>1</sub> 55/10   |  |
| SZ-14            | Abodi-völgy bejárata, a szendrői műút K-i oldalán                     | Sávós homokkő   | S <sub>2</sub> 135/34   | lin <sub>str</sub> 153/33, bizonytalan   | lin <sub>1</sub> 62/11   |  |
| <b>SZ-15</b>     | Szendrő, Várhegy DK-i csücskén a nagy felhagyott kőfejtő              | Sárgásbarna, szericites-kloritos jól kristályos márvány ("cippolino") | S <sub>2</sub> 111/30   | lin <sub>str</sub> 150/24, valószínű   | lin <sub>1</sub> 192/5   |  |
| <b>SZ-16a, b</b> | Gadna, Vinyicska-hegy, elhagyott kis kőfejtő                          | a-b, Sötétszürke, erősen kovás agyagpala ill. kvarcit                 | a, S <sub>2</sub> 342/59<br>b, S <sub>2</sub> 335/64                              | a, lin <sub>str</sub> 315/56, 58/21, 17/54<br>b, lin <sub>str</sub> 357/62, 58/13, 41/39 | a, lin <sub>1</sub> 58/21(?), lin <sub>2</sub> (?) 17/54<br>b, lin <sub>1</sub> 58/13(?), lin <sub>2</sub> (?) 41/39                   | S <sub>2</sub> síkjában bonyolult, doménenként eltérő lineáció viszonyok; S <sub>3</sub> meredek északias dőlésű |
| SZ-17            | Királykútpuszta, a patak feletti kisebb sziklafeltárás                | Szürke, Crinoidea törmelékes mészpala ("olisztosztróma")              | S <sub>2</sub> 155/37   | lin <sub>str</sub> 206/25, bizonytalan   | lin <sub>1</sub> 81/18   |  |
| SZ-18a, b        | Pesta-völgy középső harmada   | a-b, Homokkősávós sötét pala  | a, S <sub>2</sub> 146/43<br>b, S <sub>2</sub> 135/33                              | a, lin <sub>str</sub> 83/23, feltételezett<br>b, lin <sub>str</sub> 67/14, valószínű     | a, lin <sub>1</sub> 83/23, lin <sub>2</sub> (?) 126/41<br>b, lin <sub>1</sub> 67/14  |  |
| SZ-19            | Abodi-völgy kis É-i mellékvölgye (2. sz. Abod felől)                  | Sárgásbarna, szericites-kloritos jól kristályos márvány ("cippolino") | S <sub>2</sub> 135/45   | lin <sub>str</sub> 183/34, feltételezett   | lin <sub>1</sub> 55/10   |  |
| SZ-20            | Rakaca, Tsz kőfejtő   | Crinoidea törmelékes szürke márvány                                   | S <sub>2</sub> 171/50   | lin <sub>str</sub> 199/46, valószínű   | lin <sub>1</sub> 248/15  |  |
| <b>SZ-21</b>     | Rakaca, Tsz kőfejtő   | Szürkékék, jól kristályos márvány                                     | S <sub>2</sub> 155/43   | lin <sub>str</sub> 200/33, biztos  | lin <sub>1</sub> 80/13   |  |
| SZ-22a, b        | Rakacától kb. 0,5 km-re D-re, a Verskő-hegy É-i oldalában             | a, Szürke mészpala ("olisztosztróma")<br>b, Meszes homokkő            | a, S <sub>2</sub> 160/50<br>b, S <sub>0-1</sub> 163/31                            | a, lin <sub>str</sub> 202/42, feltételezett<br>b, lin <sub>str</sub> 236/10, biztos      | a, lin <sub>1</sub> 76/8<br>b, lin <sub>1</sub> 236/10   |  |
| SZ-23            | Kígyószögi-völgy alsó harmada   | Homokkősávós agyagpala  | S <sub>0-1</sub> 26/27  | lin <sub>str</sub> 310/4   | lin <sub>1</sub> 310/4   |  |

| Minta-azonosító  | Minta származási helye  | Kőzettípus   | Referencia-felület (S <sub>0-1</sub> , S <sub>2</sub> ill. bizonytalan esetben S) | Meghatározott megnyúlási vonalasság (lin <sub>str</sub> ) és minősítése          | Meghatározott metszési vonalasság(ok) (lin <sub>i1</sub> , lin <sub>i2</sub> ) (Terepen mért és/vagy vágott felületen ill. csiszolatban) | Egyéb megjegyzések  |
|------------------|---|--|---|--|--|---|
| <b>SZ-24</b>     | Kígyószögi-völgy felső harmada  | Szürke, Crinoidea-törmelékes mészpala ("olisztosztróma")   | S <sub>2</sub> 125/26   | lin <sub>str</sub> 163/18, biztos  | lin <sub>i1</sub> 43/9   |   |
| <b>SZ-25</b>     | Kopaszhegyi kőfejtő DK-i oldala   | Szürkésbarna, Crinoidea-töredékes márvány                  | S <sub>2</sub> 163/31   | lin <sub>str</sub> 185/30, biztos  | lin <sub>i1</sub> 228/18   |   |
| SZ-26            | Kopaszhegyi kőfejtő ÉNy-i oldala, az út menti szelvényből                               | Szürkésbarna, Crinoidea-töredékes márvány                  | S <sub>2</sub> 165/43   | lin <sub>str</sub> 198/38, valószínű   | lin <sub>i1</sub> 236/17   |   |
| <b>SZ-27a, b</b> | Meszési Templomdomb K-i oldalának alapszelvény feltárása                                | a, Meszes homokkő<br>b, Sötétszürke finomkristályos mészkő | a, S <sub>0-1</sub> 145/7 (S <sub>2</sub> 127/66)<br>b, S <sub>0-1</sub> 323/21   | a, lin <sub>str</sub> 190/5, bizonytalan<br>b, lin <sub>str</sub> 355/18, biztos | a, lin <sub>i1</sub> 205/3<br>b, lin <sub>i1</sub> 240/8, lin <sub>i2</sub> 281/16   |   |
| SZ-28            | Rakaca és Rakacaszend közt a műút É-i oldalán, a Mély-árok torkolatánál (ld. még SZ-48) | Zöldes homokkőpala, sok fehér elegyrésszel                 | S <sub>2</sub> -  | lin <sub>str</sub> -   | lin <sub>i</sub> -   | Kőzettani minta (nem irányított)  |
| SZ-29            | Szendrőlád, Kanyica-völgy elején felhagyott kis kőfejtők                                | Sávós pala   | S <sub>2</sub> 116/67   | lin <sub>str</sub> 191/32, biztos  | lin <sub>i1</sub> 191/32, lin <sub>i2</sub> 206/11   |   |
| <b>SZ-30</b>     | Rakacaszendről kb. 0,5 km-re DNy-ra, a műút menti kis feltárás                          | Sávós márvány (Rakacai M.)                                 | S <sub>2</sub> 140/26   | lin <sub>str</sub> 178/21, biztos  | lin <sub>i1(?)</sub> 90/15   | Metszési vonalasság igen elmosódott                                       |
| <b>SZ-31</b>     | Rakacaszendről kb. 0,5 km-re DNy-ra, a műút menti kis feltárás                          | Finomszemcsés szürke márvány (Verebesi M.)                 | S <sub>2</sub> 143/27   | lin <sub>str</sub> 171/24, valószínű   | lin <sub>i1</sub> 92/18  |   |
| SZ-32            | A Barakonyi-patak torkolatától D-re kb. 200 m-re, kis feltárás                          | Sávós márvány (Rakacai M.)                                 | S <sub>2</sub> 128/48   | lin <sub>str</sub> 169/40, biztos  | lin <sub>i1</sub> 48/11  |   |
| SZ-33            | Edelény, borsodi Várdomb D-i oldalán  | Finomszemcsés, agyagos, sötétszürke márvány                | S <sub>2</sub> 340/12   | lin <sub>str</sub> 330/11, biztos  | lin <sub>i1</sub> 265/4  | F <sub>2</sub> gyűrődés által ÉÉNy-ra áthajlított F <sub>1</sub> gyűrődés |
| <b>SZ-34</b>     | Borda-völgy, 1. sz. kőfejtő   | Sötétszürke, agyagos-homokos, kristályos mészkő            | S <sub>2</sub> 121/55   | lin <sub>str</sub> 101/53, feltételezett   | lin <sub>i1</sub> 196/20   |   |

| Minta-azonosító  | Minta származási helye  | Kőzettípus   | Referencia-felület (S <sub>0-1</sub> , S <sub>2</sub> ill. bizonytalan esetben S) | Meghatározott megnyúlási vonalasság (lin <sub>str</sub> ) és minősítése              | Meghatározott metszési vonalasság(ok) (lin <sub>i1</sub> , lin <sub>i2</sub> ) (Terepen mért és/vagy vágott felületen ill. csiszolatban) | Egyéb megjegyzések  |
|------------------|---|--|---|--|--|---|
| <b>SZ-35a, b</b> | Borda-völgy, 6. sz. kőfejtő   | a-b, Sötétszürke kristályos mészkő (átkristályosodott fehér korallokkal) | a, S <sub>2</sub> 121/66<br>b, S <sub>2</sub> 125/57                              | a, lin <sub>str</sub> 98/64, feltételezett<br>b, lin <sub>str</sub> 99/54, valószínű | a, lin <sub>i</sub> nem meghatározható<br>b, lin <sub>i1</sub> 46/17   |   |
| <b>SZ-36</b>     | Szendrőlád, a vasúti bevágás Ny-i oldala, a kis gyalogos hídnál         | Szürke, finomkristályos mészkő   | S <sub>2</sub> 145/58   | lin <sub>str</sub> 111/53, biztos  | lin <sub>i</sub> nem meghatározható  |   |
| SZ-37            | Szén-völgy alsó harmada (Rakacaszendőtől kb. 2,5 km-re D-re)            | Szürke, erősen homokos mészpala ("olisztosztróma")                       | S <sub>2</sub> 345/23   | lin <sub>str</sub> 269/6, bizonytalan  | lin <sub>i1</sub> 255/8  |   |
| <b>SZ-38a, b</b> | Edelény, borsodi Várdomb ÉNy-i csücske                                  | a-b, Sárgásbarna, (szürke) jól kristályos márvány                        | a, S <sub>2</sub> 350/16<br>b, S <sub>2</sub> 345/23                              | a, lin <sub>str</sub> 319/14, biztos<br>b, lin <sub>str</sub> 329/22, biztos         | a, lin <sub>i1</sub> 260/2<br>b, lin <sub>i1</sub> 70/3  | x-z metszetben relikv. pár cm-es izoklinális redőroncsok                              |
| SZ-39            | Irota, kis kőfejtő a falu Ny-i oldala feletti hegyoldalban              | Szürkésbarna, finomkristályos mészpala                                   | S <sub>2</sub> 150/71   | lin <sub>str</sub> 222/42, valószínű   | lin <sub>i1(?)</sub> 90/12   |   |
| <b>SZ-40</b>     | SZ-39-től D-re 400 m-re   | Szürkésbarna, mészpala   | S <sub>2</sub> 160/52   | lin <sub>str</sub> 191/48, feltételezett   | lin <sub>i1</sub> 91/23  |   |
| <b>SZ-41</b>     | SZ-40-től D-re 100 m-re   | Szürkésbarna, mészpala   | S <sub>2</sub> 152/47   | lin <sub>str</sub> 198/37, biztos  | lin <sub>i1</sub> 83/21  |   |
| SZ-42            | Szakácsi Ny-i határa, a kis ÉÉNy felé húzóódó vízmosásban               | Szürke homokkő-sávos agyagpala   | S <sub>2</sub> 339/45   | lin <sub>str</sub> 315/40, biztos  | lin <sub>i(?)</sub> 315/40   | S <sub>3</sub> szintén északnyugati dőlésű, de valamivel laposabb S <sub>2</sub> -nél |
| <b>SZ-43</b>     | Kis-Somos Ny-i oldalán lévő kőfejtő                                     | Finomszemcsés, szürke márvány  | S <sub>2</sub> 132/41   | lin <sub>str</sub> 152/39, biztos  | lin <sub>i1</sub> 88/13, lin <sub>i2</sub> 74/15   | Átbuktatott F <sub>1</sub> redőszárm  |
| <b>SZ-44</b>     | Csehipusztától kb. 0,5 km-re DK-re eső kis domb felhagyott kőfejtője    | Sávos márvány  | S <sub>2</sub> 60/43  | lin <sub>str</sub> 341/10, valószínű   | lin <sub>i</sub> nem meghatározható  |   |
| SZ-45            | Szén-völgy névtelen K-i szomszédjának kis K-Ny-i mellékága              | Szürke, homokos mészpala ("olisztosztróma")                              | S <sub>2</sub> 165/30   | lin <sub>str</sub> 247/14, valószínű   | lin <sub>i1</sub> 241/7  | Megnyúlás a kézipéldányon meghatározva  |
| <b>SZ-46</b>     | Rakacaszendőtől kb. 0,4 km-re D-re, a műút menti kis felhagyott kőfejtő | Sávos márvány  | S <sub>2</sub> 155/30   | lin <sub>str</sub> 203/21, biztos  | lin <sub>i1</sub> 71/12  |   |

| Minta-azonosító  | Minta származási helye   | Kőzettípus   | Referencia-felület (S <sub>0-1</sub> , S <sub>2</sub> ill. bizonytalan esetben S) | Meghatározott megnyúlási vonalasság (lin <sub>str</sub> ) és minősítése                | Meghatározott metszési vonalasság(ok) (lin <sub>i1</sub> , lin <sub>i2</sub> ) (Terepen mért és/vagy vágott felületen ill. csiszolatban) | Egyéb megjegyzések   |
|------------------|--|--|---|--|--|--|
| SZ-47a, b, c     | Délő-völgy közepe, Rakacaszendtől kb. 1 km-re DK-re  | a, Szürke mészpala ("olisztosztróma")<br>b, Meszes homokkő<br>c, Sötét agyagpala | a-b, S <sub>2</sub> 180/46<br>c, S <sub>2</sub> 170/50                            | a-b, lin <sub>str</sub> 201/44, valószínű<br>c, lin <sub>str</sub> 212/42, bizonytalan | a-b, lin <sub>i1</sub> 261/9<br>c, lin <sub>i1</sub> 86/8, lin <sub>i2</sub> 212/42  | Átbukó F <sub>1</sub> redőcsuklózóna   |
| SZ-48            | Rakaca és Rakacaszend között a műút É-i oldalán, a Mély-árok torkolatánál                                  | Szürke kristályos márvány  | S <sub>2</sub> 130/25   | lin <sub>str</sub> 162/21, feltételezett   | lin <sub>i1</sub> 68/12, lin <sub>i2</sub> 108/23  |  |
| <b>SZ-49</b>     | Gordonyos-bérc DNY-i csücske, a szendrői műút K-i oldalán elhagyott kis kőfejtő kb. 200 m-rel az út felett | Sötétszürke, agyagos, finomszemcsés mészkő                                       | S <sub>2</sub> 95/30<br>(S <sub>0-1</sub> 96 /67)                                 | lin <sub>str</sub> 86/29, feltételezett  | lin <sub>i1</sub> 184/3  | Átbuktatott F <sub>1</sub> redőszárny  |
| <b>SZ-50</b>     | Kanyica-völgy É-i oldalán az út felett kb. 150 m-rel, Tóharasztól KÉK-re ~0,5 km-re                        | Sötétszürke, agyagos, finomszemcsés mészkő                                       | S <sub>2</sub> 136/61   | lin <sub>str</sub> 190/46, valószínű   | lin <sub>i1</sub> 45/14  |  |
| <b>SZ-51a, b</b> | Kanyica-völgy alsó része, Szendrőládtól kb. ~0,5 km-re ÉK-re, a patakmeder K-i oldala                      | a-b, Sötétszürke, agyagos, finomszemcsés mészkő                                  | a, S <sub>2</sub> 124/31<br>b, S <sub>2</sub> 120/35                              | a, lin <sub>str</sub> 136/30, valószínű<br>b, lin <sub>str</sub> 128/33, feltételezett | a, lin <sub>i1</sub> 41/2  |  |
| SZ-52            | Abodi-völgy D-i oldalán, a szendrői műúttól kb. 500 m-re, a szénégető tanya felett                         | Szürke, kristályos mészkő  | S <sub>2</sub> 130/32   | lin <sub>str</sub> 189/18, biztos  | lin <sub>i1</sub> 211/5  |  |
| SZ-53            | Abodi-völgy D-i oldalán, a Sz-52-től kb. 250 m-re K-re, a patakkeresztezés után                            | Sárgásbarna, jól kristályos, meszes kvarcit                                      | S <sub>0-1</sub> 340/42<br>S <sub>2</sub> 337/27                                  | lin <sub>str</sub> 33/28, biztos   | lin <sub>i1</sub> 45/30  | F <sub>2</sub> gyűrődés által ÉÉNy-ra áthajlított F <sub>1</sub> redő-csukló |
| <b>SZ-54</b>     | Abodi-völgy meredek É-i oldala, kb. 1 km-re SZ-53-tól  | Sötétszürke mészpala (fehér korallokkal)   | S <sub>2</sub> 110/30   | lin <sub>str</sub> 183/10, valószínű   | lin <sub>i</sub> nem meghatározható  |  |
| SZ-55            | Délő-völgy (szendrői) középső harmada, az első nagy elágazás felett kb. 60 m-rel                           | Fekete, homokkősávos agyagpala   | S <sub>2</sub> 313/72   | lin <sub>str</sub> 223/2, biztos   | lin <sub>i1</sub> 223/2, lin <sub>i2</sub> 251/55  | S <sub>3</sub> igen meredek északias dőlésű                                  |
| <b>SZ-56a, b</b> | Szendrő városi temető, a vasút Ny-i oldalán  | a-b, Sávos márvány   | a, S <sub>2</sub> 71/36,<br>b, S <sub>2</sub> 78/34                               | a, lin <sub>str</sub> 6/17, biztos<br>b, lin <sub>str</sub> 356/6, biztos              | lin <sub>i</sub> nem meghatározható  |  |

| Minta-azonosító | Minta származási helye   | Kőzettípus   | Referencia-felület (S <sub>0-1</sub> , S <sub>2</sub> ill. bizonytalan esetben S) | Meghatározott megnyúlási vonalasság (lin <sub>str</sub> ) és minősítése       | Meghatározott metszési vonalasság(ok) (lin <sub>i1</sub> , lin <sub>i2</sub> ) (Terepen mért és/vagy vágott felületen ill. csiszolatban) | Egyéb megjegyzések  |
|-----------------|--|--|---|---|--|---|
| SZ-57a, b       | Bátori-völgy É-i oldalán, kis felhagyott kőfejtő a Verskő-h. D-i oldalában | a, Homokkősávos agyagpala b, Mészpala ("olisztosztróma") | a, S <sub>2</sub> 31/74, b, S <sub>2</sub> 14/70                                  | a, lin <sub>str</sub> 106/43, biztos b, lin <sub>str</sub> 101/9, bizonytalan | a, lin <sub>i1</sub> 119/8, lin <sub>i2</sub> 106/43 b, lin <sub>i1</sub> 101/9  | Sz-57b: S <sub>2</sub> síkjában doménenként eltérő lineáció viszonyok; S <sub>3</sub> meredek ÉÉNy-i dőlésű |
| SZ-58           | Hideg-völgy alsó része   | Gyengén palás kvarctelér                                 | S <sub>2</sub> 210/41   | lin <sub>str</sub> 150/28, feltételezett                                      | lin <sub>i1</sub> 270/5  |   |
| SZ-59           | Hideg-völgy középső része  | Homokos mészpala ("olisztosztróma")                      | S <sub>2</sub> 176/49   | lin <sub>str</sub> 205/45, feltételezett                                      | lin <sub>i1</sub> (?) 135/41   |   |
| SZ-60           | Kis-Csákány lápa középső harmada   | Meszes homokkőpala                                       | S <sub>2</sub> 124/39   | lin <sub>str</sub> 198/12 feltételezett                                       | lin <sub>i1</sub> 25/15  |   |
| <b>SZ-61</b>    | Abodi-völgy, kis kőfejtő a völgy É-i oldalán a Fazekas-tanya előtt         | Sötétszürke kristályos márvány                           | S <sub>2</sub> 149/35   | lin <sub>str</sub> 167/34, valószínű  | lin <sub>i1</sub> 270/3  | x-z metszetben É-i vergenciájú, pár mm-es, izoklinális redők  |
| SZ-62           | Abodi-völgy, Mészkemence-lápa bejáratánál a Ny-i oldalon                   | Mészpala (átkristályosodott korallokkal)                 | S <sub>2</sub> 136/48   | lin <sub>str</sub> 158/46, biztos   | lin <sub>i1</sub> 92/35, 80/32   |   |
| <b>SZ-63</b>    | Kosár-hegy É-i oldalán futó völgy, kb. 1 km-rel a vasút felett             | Sárgásbarna, jól kristályos márvány                      | S <sub>2</sub> 37/69  | lin <sub>str</sub> 123/9, biztos  | lin <sub>i1</sub> 128/2  |   |
| SZ-64           | Kakaskő, a Bódva-hídtól 50 m-re É-ra                                       | Sárgásbarna, jól kristályos márvány                      | S <sub>2</sub> 134/53   | lin <sub>str</sub> nem észlelhető   | lin <sub>i1</sub> 225/4, 50/5  | Teljesen ekvigranuláris szövet egyensúlyi ércásványokkal  |
| <b>Sz-65</b>    | Köves-hegy É-i lejtője, a Galvácsi műút felett kb. 70 m-rel                | Homokos mészpala ("olisztosztróma")                      | S <sub>2</sub> 170/30   | lin <sub>str</sub> 193/28, bizonytalan  | lin <sub>i1</sub> 260/7  |   |
| SZ-66           | Köves-hegy DNy-i lejtője, SZ-67-től kb. 0,7 km-rel Ny-ra                   | Homokkősávos agyagpala                                   | S <sub>2</sub> 145/60   | lin <sub>str</sub> 242/3, biztos  | lin <sub>i1</sub> 242/3, lin <sub>i2</sub> 225/17  | Átbukó F <sub>1</sub> redőcsukló zóna   |
| SZ-67           | Köves-hegy DNy-i lejtője, a tetőtől kb. 0,5 km-re az erdei úton            | Homokkősávos agyagpala                                   | S <sub>2</sub> 164/27   | lin <sub>str</sub> 240/10, biztos   | lin <sub>i1</sub> 240/10   | Átbukó F <sub>1</sub> redőcsukló zóna   |
| SZ-68           | Boroszló-hegy tetejétől KDK-re kb. 70 m-rel lejjebb                        | Palás homokkő  | S <sub>2</sub> 285/50   | lin <sub>str</sub> 205/11, biztos   | lin <sub>i1</sub> 204/6, 28/7 lin <sub>i2</sub> 219/26   |   |
| <b>SZ-69</b>    | Szendrói izraelita temető feletti kis domb                                 | Sávos márvány  | S <sub>2</sub> 64/23  | lin <sub>str</sub> 17/16, biztos  | lin <sub>i1</sub> 332/5  |   |

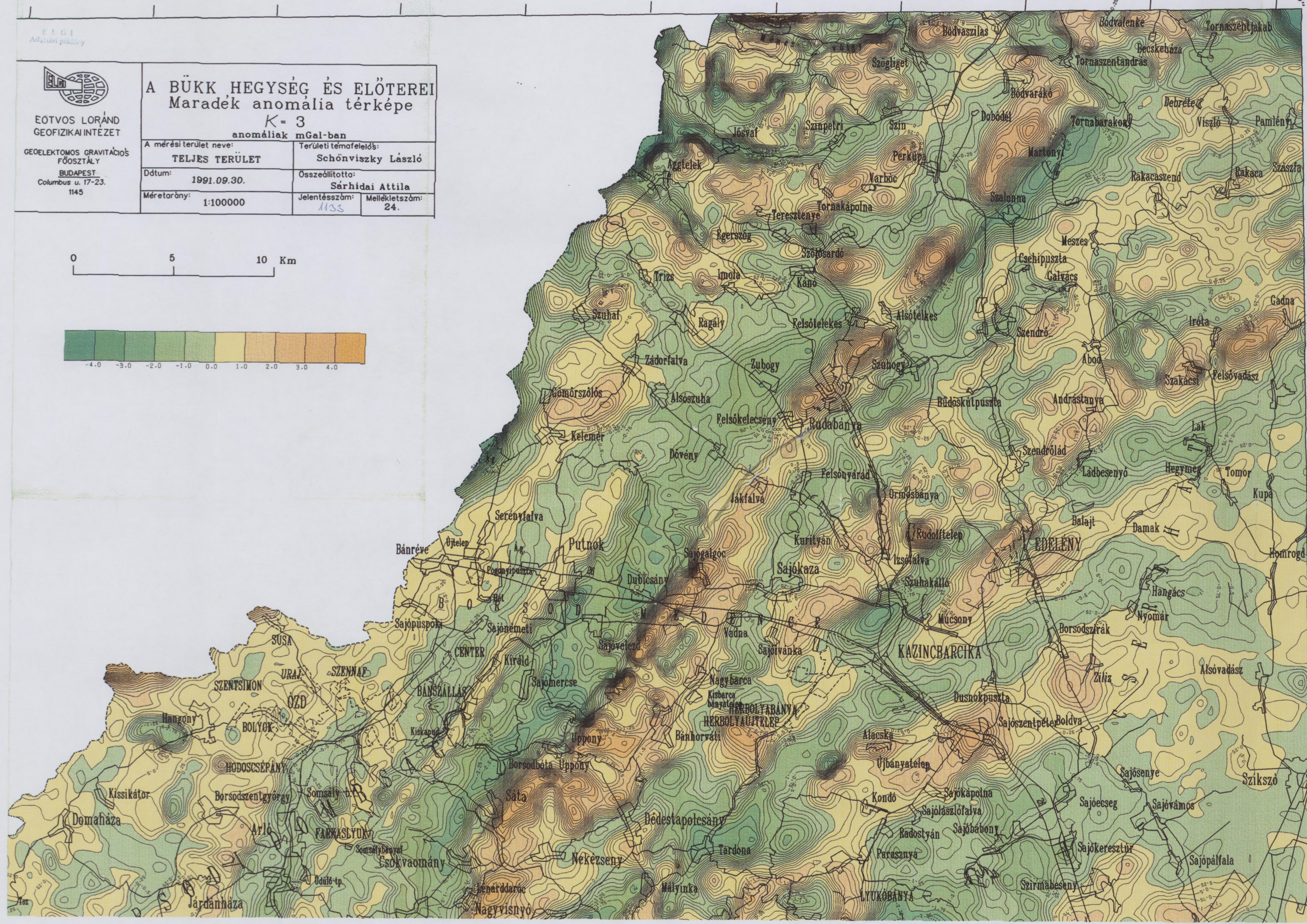
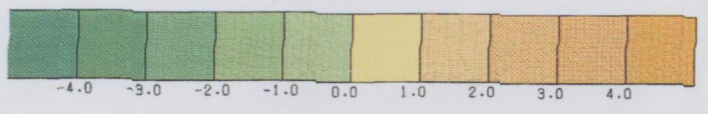
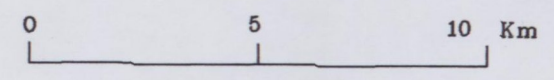
| Minta-azonosító | Minta származási helye                                      | Kőzettípus                                  | Referencia-felület (S <sub>0-1</sub> , S <sub>2</sub> ill. bizonytalan esetben S) | Meghatározott megnyúlási vonalasság (lin <sub>str</sub> ) és minősítése | Meghatározott metszési vonalasság(ok) (lin <sub>i1</sub> , lin <sub>i2</sub> ) (Terepen mért és/vagy vágott felületen ill. csiszolatban) | Egyéb megjegyzések   |
|-----------------|---|---|---|---|--|--|
| SZ-70           | Ádám-domb Ny-i csücske (Szendrő K-i határában)              | Homokos mészpala ("olisztosztróma")         | S <sub>2</sub> 108/35   | lin <sub>str</sub> 154/26, biztos                                       | lin <sub>i1</sub> 183/11   | x-z metszetben bizonytalan ÉNy-i nyírás                                  |
| SZ-71           | Köves-völgytől DDNy-ra eső kis dombtető K-i oldalában       | Homokos mészpala ("olisztosztróma")         | S <sub>2</sub> 58/34  | lin <sub>str</sub> 113/21, bizonytalan                                  | lin <sub>i1</sub> 140/6  | mm-es izoklinális redők a x-z metszetben                                 |
| SZ-72a          | Gadna, Nagy-völgy, elhagyott kis kőfejtő                    | Grafitos agyagpala                          | S <sub>2</sub> 352/60   | lin <sub>str</sub> 271/15, biztos                                       | lin <sub>i1</sub> 291/30, lin <sub>i2</sub> 268/12   |  |
| SZ-72b/1        | Gadna, Nagy-völgy, elhagyott kis kőfejtő                    | Grafitos agyagpala                          | S <sub>2</sub> 348/76   | lin <sub>str</sub> 74/15, bizonytalan                                   | lin <sub>i2</sub> 74/15  | S <sub>2</sub> síkjában bonyolult, doménenként eltérő lineáció viszonyok |
| SZ-72b/2        | Gadna, Nagy-völgy, felhagyott kis kőfejtő                   | Grafitos agyagpala                          | S <sub>2</sub> 168/85   | lin <sub>str</sub> -  | lin <sub>i2</sub> 78/40  | Csak kézipéldány   |
| SZ-73           | Irotai-völgy, felhagyott kis kőfejtő a völgy középső részén | Harántpalás, sávós homokkő                  | S <sub>2</sub> 154/48   | lin <sub>str</sub> 91/27, biztos  | lin <sub>i1</sub> 91/27  |  |
| SZ-74           | Sp-115 fúrás, 413 m (Sajószentpéter)                        | Zöldesszürke, harántpalás, földpátos fillit | S <sub>2</sub> közel függőleges helyzetű  | lin <sub>str</sub> -  | lin <sub>i</sub> -   | Csak kőzettani minta   |
| SZ-75           | Kb-1 fúrás, 741,0-741,4 m (Kazincbarcika)                   | Harántpalás, homokkősávós fekete agyagpala  | S <sub>0-1</sub> gyüredezett, kis szöggel dől                                     | lin <sub>str</sub> -  | lin <sub>i</sub> -   | Csak kőzettani minta   |

ELGI  
Adattári példány



EÖTVÖS LORÁND  
GEOFIZIKAI INTÉZET  
GEOELEKTOMOS GRAVITÁCIÓS  
FŐOSZTÁLY  
BUDAPEST  
Columbus u. 17-23.  
1145

|                                   |                              |
|-----------------------------------|------------------------------|
| <b>A BÜKK HEGYSÉG ÉS ELŐTEREI</b> |                              |
| <b>Maradék anomália térképe</b>   |                              |
| <b>K = 3</b>                      |                              |
| anomáliák mGal-ban                |                              |
| A mérési terület neve:            | Területi témafelelős:        |
| <b>TELJES TERÜLET</b>             | <b>Schönviszky László</b>    |
| Dátum:                            | Összeállította:              |
| 1991.09.30.                       | <b>Sárhidai Attila</b>       |
| Méretarány:                       | Jelentésszám: Mellékletszám: |
| 1:100000                          | 1133 24.                     |





# Az Upponyi-hegység földtani térképe (a kainozoos képződmények tagolása nélkül)

1:20000



## Szomszédos szerkezeti egységek:

### Bükk hg.

- Mz<sup>B</sup>** Mezozoos képződmények
- Pz<sup>B</sup>** Paleozoos képződmények

### Rudabányai-hg.

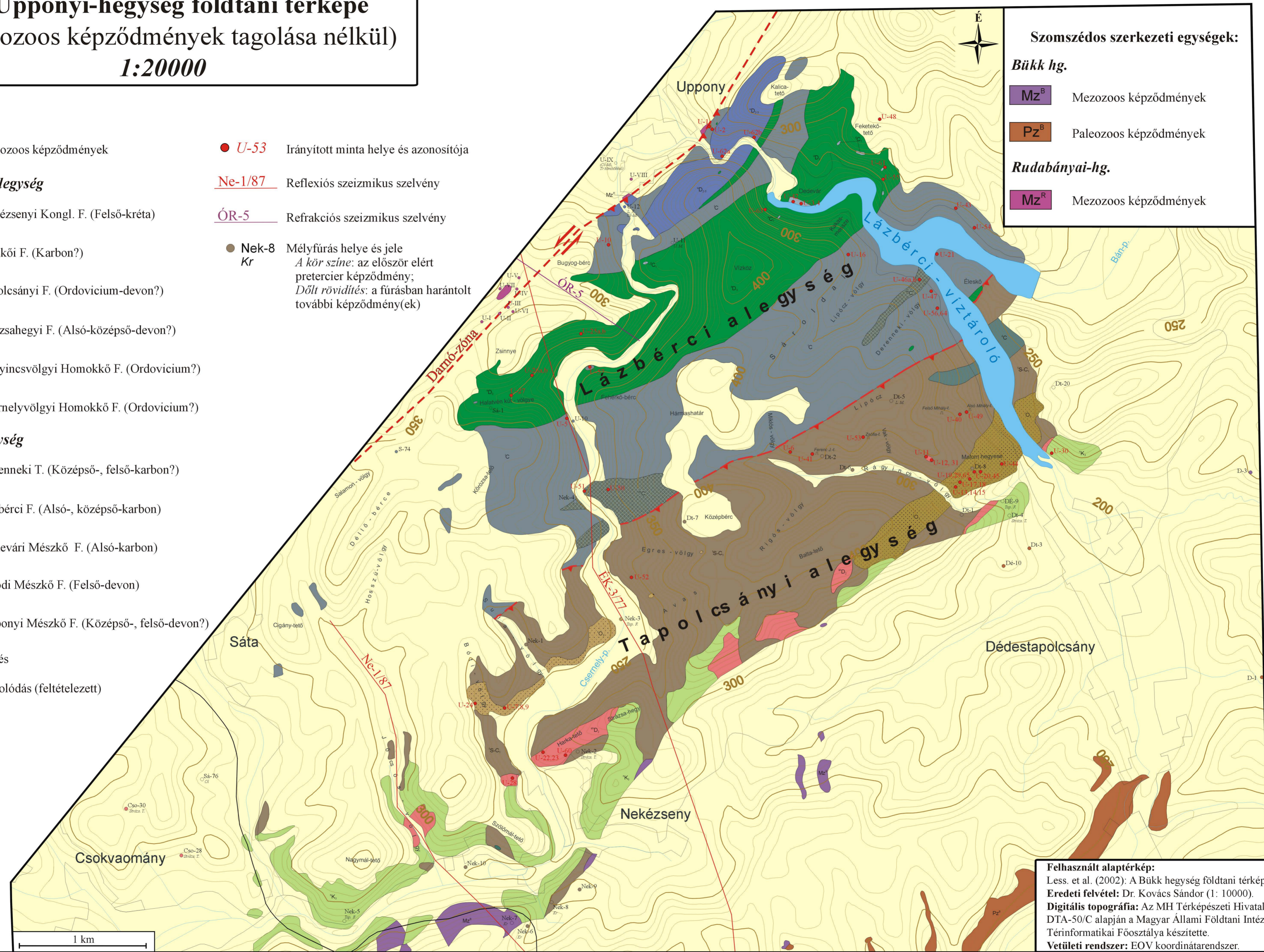
- Mz<sup>R</sup>** Mezozoos képződmények

- Kainozoos képződmények
- ### Tapolcsányi alegység
- <sup>n</sup>K<sub>3</sub>** Nekézsenyi Kongl. F. (Felső-kréta)
  - <sup>e</sup>C** Éleskői F. (Karbon?)
  - <sup>t</sup>S-C<sub>1</sub>** Tapolcsányi F. (Ordovicium-devon?)
  - <sup>sh</sup>D<sub>2</sub>** Strázsahegyi F. (Alsó-középső-devon?)
  - <sup>o</sup>O<sub>3</sub>** Rágyincsvölgyi Homokkő F. (Ordovicium?)
  - <sup>c</sup>O<sub>3</sub>** Csermelyvölgyi Homokkő F. (Ordovicium?)

- ### Lázbérci alegység
- <sup>de</sup>C** Derenneki T. (Középső-, felső-karbon?)
  - <sup>l</sup>C** Lázbérci F. (Alsó-, középső-karbon)
  - <sup>d</sup>C<sub>1</sub>** Dedevári Mészke F. (Alsó-karbon)
  - <sup>a</sup>D<sub>3</sub>** Abodi Mészke F. (Felső-devon)
  - <sup>u</sup>D<sub>2-3</sub>** Upponyi Mészke F. (Középső-, felső-devon?)

- Törés
- Feltolódás (feltételezett)

- U-53** Irányított minta helye és azonosítója
- Ne-1/87** Reflexiós szeizmikus szelvény
- ÓR-5** Refrakciós szeizmikus szelvény
- Nek-8 Kr** Mélyfúrás helye és jele  
*A kör színe: az először elért pretercier képződmény;  
Dőlt rövidítés: a fúrásban harántolt további képződmény(ek)*

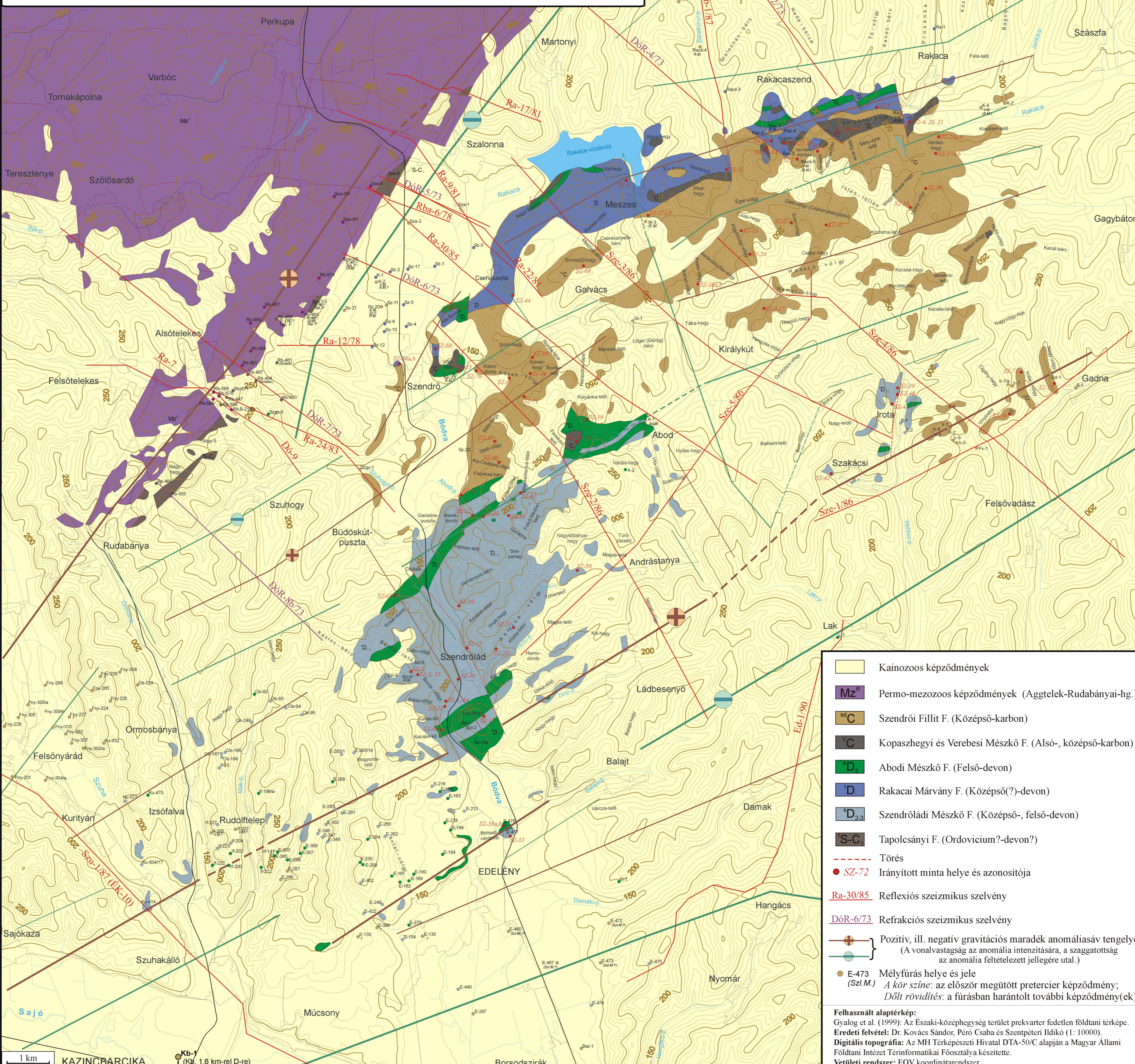


**Felhasznált alaptérkép:**  
Less. et al. (2002): A Bükk hegység földtani térképe.  
**Eredeti felvétel:** Dr. Kovács Sándor (1: 10000).  
**Digitális topográfia:** Az MH Térképészeti Hivatal DTA-50/C alapján a Magyar Állami Földtani Intézet Térinformatikai Főosztálya készítette.  
**Vetületi rendszer:** EOV koordinátarendszer.



# A Szendrői-hegység és környékének földtani térképe (a kainozoos képződmények tagolása nélkül)

1:50000

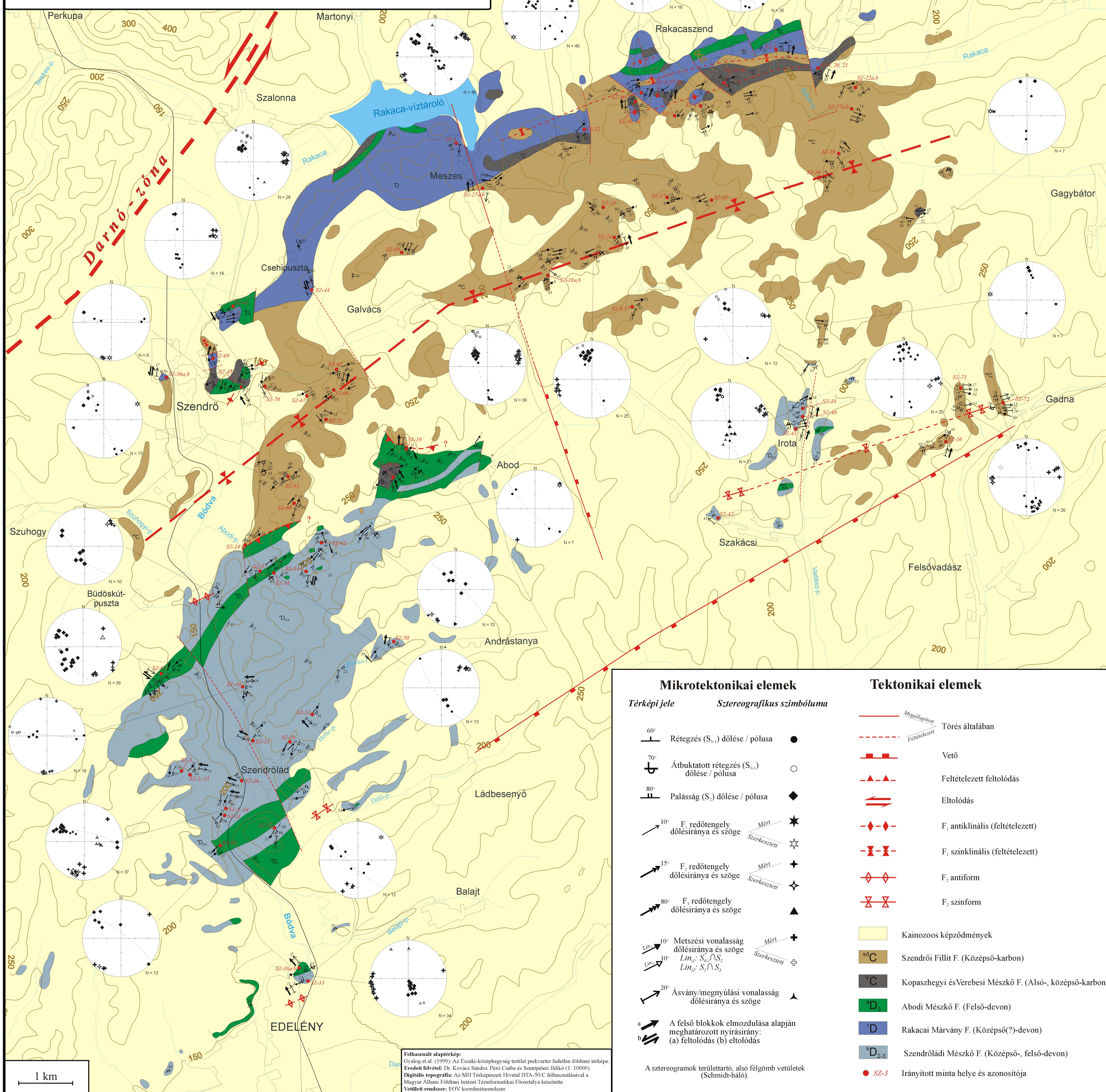


- Kainozoos képződmények
- Mz<sup>r</sup> Permo-mezozoos képződmények (Aggtelek-Rudabányai-hg.)
- sd C Szendrői Filit F. (Középső-karbon)
- v C Kopaszhegyi és Verebesi Mésző F. (Alsó-, középső-karbon)
- D<sub>4</sub> Abodi Mésző F. (Felső-devon)
- D Rakacai Márvány F. (Középső(?) devon)
- D<sub>2,3</sub> Szendroládi Mésző F. (Középső-, felső devon)
- S-C Tapolcsányi F. (Ordovicium?-devon?)
- Törés
- SZ-72 Irányított minta helye és azonosítója
- Ra-30/85 Reflexiós szeizmikus szelvény
- DóR-6/73 Refrakciós szeizmikus szelvény
- Pozitív, ill. negatív gravitációs maradék anomaliasáv tengelye  
(A vonalvastagság az anomália intenzitására, a szaggatottság az anomália feltételezett jellegére utal.)
- E-473 Mélyfúrás helye és jele  
(Szl.M.) A kör színe: az először megütött pretercier képződmény;  
Dölt rövidítés: a fúrásban harántolt további képződmény(ek)

**Felhasznált alaptérkép:**  
Gyalog et al. (1999): Az Északi-középhegység terület prekvarter fedetlen földtani térképe.  
**Eredeti felvétel:** Dr. Kovács Sándor, Peró Csaba és Szentpéteri Ildikó (1: 10000).  
**Digitális topográfia:** Az MH Térképészeti Hivatal DTA-50/C alapján a Magyar Állami Földtani Intézet Térinformatikai Főosztálya készítette.  
**Vetületi rendszer:** EOVS koordináta-rendszer.

# A Szendrői-hegység pretercier képződményeinek szerkezetföldtani térképe

1:25000



## Mikrotektonikai elemek

| Térképi jele | Sztereografikus szimbóluma   |
|--------------|--|
|              | Rétegzés (S <sub>n</sub> ) dőlése / pólusa ●   |
|              | Átkutatott rétegzés (S <sub>n</sub> ) dőlése / pólusa ○  |
|              | Palásság (S <sub>n</sub> ) dőlése / pólusa ◆   |
|              | F <sub>1</sub> redőntegely dőlésiránya és szöge $\begin{matrix} \text{Mért} \\ \text{Szerkesztett} \end{matrix}$   |
|              | F <sub>1</sub> redőntegely dőlésiránya és szöge $\begin{matrix} \text{Mért} \\ \text{Szerkesztett} \end{matrix}$   |
|              | F <sub>1</sub> redőntegely dőlésiránya és szöge $\begin{matrix} \text{Mért} \\ \text{Szerkesztett} \end{matrix}$   |
|              | Metszési vonalasság dőlésiránya és szöge $\begin{matrix} \text{Mért} \\ \text{Szerkesztett} \end{matrix}$          |
|              | Metszési vonalasság dőlésiránya és szöge $\begin{matrix} \text{Mért} \\ \text{Szerkesztett} \end{matrix}$          |
|              | Ásvány/megnyúlási vonalasság dőlésiránya és szöge $\begin{matrix} \text{Mért} \\ \text{Szerkesztett} \end{matrix}$ |
|              | A felső blokkok elmozdulása alapján meghatározott nyírásirány (a) feltolódás (b) eltolódás                         |

## Tektonikai elemek

|  |   |
|--|---|
|  | Törés általában   |
|  | Vető  |
|  | Feltételezett feltolódás                                  |
|  | Eltolódás   |
|  | F <sub>1</sub> antiklinális (feltételezett)               |
|  | F <sub>1</sub> szinklinális (feltételezett)               |
|  | F <sub>2</sub> antiform                                   |
|  | F <sub>2</sub> sziform                                    |
|  | Kainozoos képződmények                                    |
|  | Szendrői Filit F. (Középső-karbon)                        |
|  | Kopaszhegyi és Verebesi Mészkö F. (Alsó-, középső-karbon) |
|  | Abodi Mészkö F. (Felső-devon)                             |
|  | Rakacai Márvány F. (Középső(?) devon)                     |
|  | Szendrői Mészkö F. (Középső-, felső-devon)                |
|  | Irányított minta helye és azonosítója                     |

Felhasznált alaptérkép: Csontos et al. (1999). Az Északi-középségi terület pretercier fedetlen földtani térképe. Eredeti felvétel: Dr. Kovacs Sándor, Péter Csaba és Szentpéteri István (1:10000). Digitális topográfia: Az MHI Térképészeti Hivatal DTA-50-C felhasználásával a Magyar Állami Földtani Intézet Térinformációs Főosztálya készítette. Vetületi rendszer: EOY koordináta-rendszer.

1 km