

## Korai fázisú képlékeny deformációs elemek a Bükk hegység keleti részének mészköveiben II. – mikroszerkezeti jellemzők

*Early phase ductile deformation elements in the limestones of the Eastern part of the Bükk Mts. Part Two: – Patterns of microstructure*

NÉMETH Norbert<sup>1</sup> – MÁDAI Ferenc<sup>2</sup>

(10 ábra, 1 táblázat, 2 tábla)

*Tárgyszavak: szöveti irányítottság, karbonátkőzet, deformációs mechanizmus*  
*Keywords: preferred orientation, carbonate rock, deformation mechanism*

### Abstract

Subsequent to investigations of ductile deformation patterns recognizable on limestone outcrops of the Eastern Bükk (see part I of this paper in 133/4 issue) the microstructural elements were studied. Our aim was to identify the deformation mechanisms that resulted in these elements, and to characterize their features preferably by quantitative parameters. Analyses were focused on shape- and lattice-preferred orientation of the microcrystalline carbonate matrix, on the morphology of grain boundaries and on deformation patterns of the coarse-grained calcite aggregations of pre-tectonic origin.

The results show that the textural orientations (both shape- and lattice preferred) depend on the intensity of shear stress and on local strain parameters that occurred during the ductile deformation phase and also on the size distribution of primary texture elements of the limestone.

Given the stress and temperature conditions necessary to produce the observed features, this early deformation phase in the Eastern Bükk took place during the Alpine dynamothermal metamorphism, when the temperature in these rocks reached its maximum (200–350 °C). The differential stress in certain shear zones could have exceeded 200 MPa and dynamic recrystallization, significant strain and milonitization took place.

### Összefoglalás

A feltárás-léptékben észlelhető legrégebbi, képlékeny deformációs elemek vizsgálata után (lásd a cikk I része 133/4. füzet) a kelet-bükkői mészkövek képlékeny alakváltozásra utaló mikroszerkezeti elemeit tanulmányoztuk. A célunk ezek jellemzése (ahol lehetséges, ott kvantitatív paraméterekkel) és az ezeket létrehozó alakváltozási mechanizmusok azonosítása volt. A vizsgálatok a finomszemcsés karbonátmátrix alaki és kristályszerkezeti irányítottságára, a mátrix szemcséinek morfológiájára, valamint a pretektonikus eredetű durvakristályos kalcihaltalmazok deformációs bélyegeire irányultak.

Eredményeink alapján a szöveti irányítottság (alaki és kristályszerkezeti egyaránt) az azt létrehozó deformációs fázis során fellépett lokális alakváltozás módjától, a nyírófeszültség nagyságától, valamint a mészkő elsődleges szövetelemeinek méreteloszlásától függ.

Az észlelt jelenségek létrehozásához szükséges feszültség-hőmérséklet viszonyok alapján a Bükk keleti részén ez a fázis az alpi dinamotermális metamorfózis idejéhez köthető, amikor a kőzetek hőmérsékletete a legmagasabb értéket érte el (200–350 °C). A redukált feszültség értéke egyes nyírási zónákban meghaladhatta a 200 MPa-t, ahol a kőzetben dinamikus átkristályosodás és jelentős alakváltozás, milonitosodás lépett fel.

<sup>1</sup> Miskolci Egyetem, Földtan-Teleptani Tanszék, 3515 Miskolc-Egyetemváros, e-mail: foldnn@gold.uni-miskolc.hu

<sup>2</sup> Miskolci Egyetem, Ásvány-Kőzettani Tanszék, 3515 Miskolc-Egyetemváros, e-mail: askmf@gold.uni-miskolc.hu

## Bevezetés

A Bükk hegység közeteiben tapasztalható deformációs jelenségek vizsgálata során a kutatók inkább a térképeken ábrázolható szerkezetek azonosítására összpontosítottak, kevesebb figyelmet szenteltek a mikroszkópius léptékű jelenségeknek. Az erről szóló tanulmányokban a legkorábbi észlelhető, leginkább képlékeny alakváltozással járó fázist (a továbbiakban korai fázis) a kőzetanyag jelentős részében kimutatott (ÁRKAI 1973, 1983) metamorfózissal egyidejűnek tekintették (ÁRKAI 1973, 1983; CSONTOS 1999). Ugyanakkor nem zárható ki, hogy a leginkább képlékeny deformáció a metamorfózis csúcsa előtti esemény, vagy még inkább az utáni felülbélyegzés (LELKES-FELVÁRI et al. 1996), különösen olyan, képlékeny alakváltozásra hajlamos kőzet esetében, mint a mészkő.

Vizsgálatainkban a K-Bükk mészköveiben észlelhető deformációs mechanizmusok azonosítása és lehetséges környezeti feltételeinek lehatárolása volt a célunk. A vizsgált kőzettípusok kiválasztásának indokait és a feltárás-léptékű alakváltozási jelenségek kiindulásul szolgáló értelmezését a dolgozat I. részében ismertettük.

A cikkben többször előfordul néhány olyan fogalom, mely a magyar szakirodalomban ritkán használatos, több szóból álló szakkifejezés. A tömörebb fogalmazás és a jobb szakirodalmi azonosíthatóság érdekében ezeket az angol nyelvű cikkekben megszokott betűszavakkal helyettesítjük. A szöveti irányítottságnak két különböző formája volt a vizsgálatok célpontja, a kitüntetett alaki irányítottság (shape preferred orientation – SPO) és a kitüntetett kristálytani irányítottság (lattice preferred orientation – LPO). A mechanizmusok között említjük a szemcsehatár csúszást (grain boundary sliding – GBS), illetve ezt pontosítva a diffúzióval támogatott szemcsehatár csúszást (diffusion accommodated GBS – DAGBS).

A deformációt okozó feszültségek elsősorban a legkisebb és legnagyobb hatékony főfeszültségek különbségének nagyságától ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ) függenek, nem a metamorfózis környezeti feltételei között általában megadott fluidumnyomástól. Ezt a terhelőfeszültséget Mohr-féle redukált feszültség néven (röviden redukált feszültség, az angol nyelvű szakirodalomban „differential stress”) említjük. A vizsgált metszeteknél jelentősége van a palássághoz, a rétegzés-palásság metszési vonalassághoz és az ezzel rendszerint párhuzamos megnyúlási vonalassághoz való viszonyoknak. A palássággal párhuzamos és arra merőleges metszeteket  $S_{||}$  és  $S_{\perp}$ , a vonalasság esetében  $L_{||}$  és  $L_{\perp}$  jelekkel jelöljük.

## Kutatástörténeti előzmények

*A K-Bükk metamorfózisával és karbonáttartalmú kőzeteinek szövetfejlődésével foglalkozó tanulmányok*

A K-bükki újpaleozoos-mezozoos összletek metamorf átalakulási történetét ÁRKAI (1973, 1983) foglalta össze. Vizsgálatai a metavulkanitok és agyagos metaszedimentek illit- és klorit- kristályossági fokának meghatározásán alapultak, amit az ásványegyüttes részletes tanulmányozása, valamint vitrint-reflexiók vizsgálata kísértek. Az eredményeket összefoglalva megállapította (LELKES-

FELVÁRI et al. 1996), hogy a paleozoos és mezozoos metasedimentek, valamint a középső-triász metavulkanitok ásványtársulásai nem alkalmasak a metamorf fok pontos meghatározására. A nyomás-hőmérséklet értékek a metamorfózis csúcán 200–300 MPa és 200–300 °C közöttiek lehettek. A 2 µm-nél kisebb illit-muszkovit frakció K/Ar vizsgálata alapján a metamorf esemény alpi korú idejét 120 Ma-ra becsülte. Az általa felső-triász korúnak nevezett metavulkanitok ásványegyüttese alapján az átalakulás ott elérte a pumpellyit–aktinolit–klorit zónát, a fluidumnyomás maximum 300 MPa-t ért el és a hőmérséklet maximuma 350 °C-ra tehető. Itt 80 millió éves kihűlési kort kaptak (DUNKL et al. 1994), melyet helyi felülbélyegzésként lehet értelmezni.

A sztratigráfiai vizsgálatoknál minden szerző utal a mészkövek erőteljes átkristályosodására, az ősmaradványok rossz megtartására (pl. az újabbak közül VELLEDTS 1999, 2000; PELIKÁN 1999), ami a szedimentológiai és biosztratigráfiai vizsgálatokat a hegység középső-keleti részén erősen korlátozza, vagy lehetetlenné teszi. Valószínűleg ezért is a kőzetszövet jellemzésére általában a Dunham-rendszert alkalmazták, elkülönítve a mátrix alapú (mudstone, wackestone) és a szemcsevázú (packstone, grainstone) mészköveket.

A mészkövek átalakulásának minősítésére a Conodonta színindex (CAI) meghatározásával, illetve a kőzetszövet egyes paramétereinek jellemzésével (szöveti irányítottság, átkristályosodás) történtek vizsgálatok észak-magyarországi karbonátos összletekben (KOVÁCS 1986; KOVÁCS & ÁRKAI 1989). A Conodonták színindexe az anchimetamorf zónában magasabb [5–6(–7)], mint a diagenetikusan tartományban (1–5). A metamorf zónákban a Conodonták emellett átkristályosodottak és deformáltak. A deformáció által előidézett szöveti elváltozások 3 stádiumát különítették el az észak-magyarországi paleozoos–triász mészkövekben:

- A-típusú: eredeti üledékes szövet jellemzi, amelyet esetleg az aggradációs neomorfozisz (pl. BATHURST 1971; BALOGH 1991) módosíthat, irányítottság nem jellemző rá. A diagenetikus zónát kizárólag ez a típus képviseli.

- B-típus: az elsődleges szövetelemek még felismerhetők, de azok a foliáció síkjában ellapultak. A mátrixban gyenge foliáció és irányítottság látszik.

- C-típus: Az elsődleges szövetelemek – a nagyobb méretű, eredetileg egykristályokból álló Echinodermata-töredékek kivételével – már nem ismerhetők fel, homogén, irányított pátit szövet alakul ki (metapátit). A B és C szövet típus együttes megjelenése az anchimetamorf zónának felel meg.

A kelet-bükkői mészkövekben a nagyméretű ( $d > 80\text{--}100\ \mu\text{m}$ ) kalcitkristályok nyomási ikreiről az ikertagok vastagsága alapján MADAI (1995) szerint megállapítható, hogy e kristályokban nyomási ikresedés több deformációs fázisban is történt. A legidősebb fennmaradt ikrek keletkezésük után erősen deformálódtak, átkristályosodtak. Az ikertagok vastagsága ( $4\text{--}7\ \mu\text{m}$ ) alapján ezek az ikrek 200 °C feletti hőmérsékleten alakultak ki. A foliációhoz (főpalássághoz) viszonyított helyzetük alapján annak kifejlődésével egykorúak, vagy idősebbek. A későbbi deformációs fázisokban a főpalásságot okozó korai fázis után képződött repedéskitöltések kalcitszemcséiben már csak vékony ( $1\text{--}2\ \mu\text{m}$ ) ikrek voltak megfigyelhetők, melyek 200 °C alatti hőmérsékleten keletkeztek.

A hegység szerkezetfejlődésének legfrissebb átfogó modelljét CSONTOS (1999) készítette el. A hegységben általánosan tapasztalt „főpalásság” képződését a

metamorfózis csúcspontjára (120 MA) tekintette. Véleménye szerint ezelőtt a rétegzéssel párhuzamosan már kialakult egy palásság, melynek megjelenését radiolaritban vékonycsiszolatban is megfigyelte. E két palásság metszésének tekint a szintén általánosan megjelenő metszési vonalasságot, mely a főpalássággal egyidejűleg redők tengelyével párhuzamos. A főpalásságot követő deformációs fázis(ok) redői megfigyelései szerint a metamorfózis „lecsengő ágában” képződtek a meglévő palásságot megőrizve és meggyűrve.

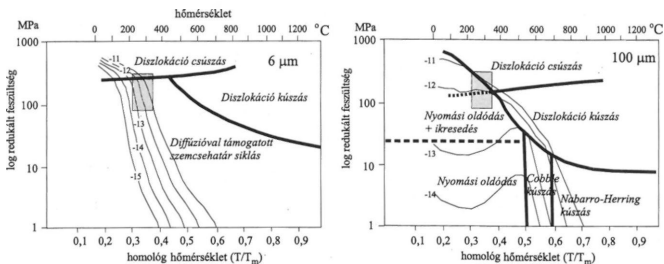
#### *Kőzetmechanikai és mikrotektonikai vizsgálatok*

A kelet-bükki kőzetek képlékeny deformációjához kapcsolódó szövetvizsgálatok ismertetése előtt röviden összefoglaljuk a kőzetdeformációs kísérletek eredményeiből leszűrhető megállapításokat és a karbonátos metamorfitek vizsgálatáról beszámoló külföldi példákat.

A karbonátkőzeteken végzett deformációs kísérletek hosszú múltra tekintenek vissza, ilyeneket az 1950-es évek óta (pl. TURNER et al. 1954) végeznek. A kísérleteknél leggyakrabban használt két kőzet a finomszemcsés ( $d \sim 6 \mu\text{m}$ ) solnhofeni mészkő és a  $d \sim 100\text{--}150 \mu\text{m}$  szemcseméretű carrarai márvány. A témával foglalkozó cikkek folyamában meghatározó SCHMID et al. (1977) tanulmánya a solnhofeni mészkőről és RUTTER (1974) munkája a carrarai márványról, melyekben megadták a kőzetek viselkedését leíró anyagegyenleteket, leírták a deformáció hatására kialakult szövet jellemzőket. Az utóbbi évek jelentős változását e vizsgálatokban egyrészt a kísérleti berendezések fejlődése, másrészt új vizsgálati technikák megjelenése jelzi. A triziós deformációs berendezéssel a korábbiaknál lényegesen nagyobb nyírási alakváltozást lehet mesterségesen előállítani (a korábbi  $\gamma < 3$  helyett  $\gamma = 20$ -ig), ami merőben új eredményeket hozott e két kőzet vizsgálatánál is (CASEY et al. 1998; PIERI et al. 2001). A vizsgálati technika fejlődése leginkább a kitért kristálytani irányítottság (LPO) jellemzésében nyitott új távlatokat, ahol a pólusábrákon túl a kőzetet alkotó szemcsék egyedi irányítottsága határozható meg a teljes látómezőre [orientáció-eloszlási ábrák (orientation distribution figures – ODF), visszaszórt elektrondiffrakciós diagramok (electron backscattered diffraction diagrams – EBSD)].

A deformáció eredményét – a kialakult szövet egyes jellemzőit – az határozza meg, hogy adott állapototározók (hőmérséklet, redukált feszültség, alakváltozási sebesség, szemcseméret) mellett milyen alakváltozási mechanizmusok érvényesültek. A kísérleti úton meghatározott állapototározókra építve ún. „alakváltozási mechanizmus térképeket” lehet készíteni, melyek azt mutatják, hogy adott állapototározó-értékek esetén melyik mechanizmus domináns. Ez ugyanakkor nem jelenti azt, hogy más mechanizmusok nem léphettek fel ezzel párhuzamosan. E térképeket többnyire adott szemcseméretű halmazra készítik el, ahol az egyes domináns mechanizmusok területét a hőmérséklet és a redukált feszültség logaritmusának függvényében ábrázolják.

Az 1. ábra a kalcit alakváltozási mechanizmus térképét mutatja  $6 \mu\text{m}$  (solnhofeni mészkő) és  $100 \mu\text{m}$  (carrarai márvány) szemcseméret esetére, melyen a földtani körülmények között reális alakváltozási sebességek izovonalai is fel vannak tüntetve ( $10^{-11}\text{--}10^{-15} \text{ s}^{-1}$ ).



1. ábra. Kalcit deformációs mechanizmus térképek 6 μm és 100 μm szemcseméretre SCHMID et al. (1977), RUTTER (1974), EVANS et al. (2003) után. A besötétített terület az esetünkben valószínűsíthető redukált feszültség- és hőmérséklet értékeket jelzi

Fig. 1 Deformation mechanism maps for calcite aggregates of 6 μm and 100 μm grainsize after SCHMID et al. (1977), RUTTER (1974), EVANS et al. (2003). The shaded area represents the deformation conditions for the rocks of this study

A két diagramot összehasonlítva látszik, hogy a diszlokációs átrendeződéssel járó mechanizmusok a finomszemcsés halmazban lényegesen nagyobb redukált feszültség mellett jellemzők, mint a durvaszemcsés halmazban. 6 μm-es szemcseméretnél, 200–350 °C között a határ 250–280 MPa, míg 100 μm esetén 150 MPa körül húzódik. E redukáltfeszültség-értékek felett, 400 °C alatti hőmérsékleten kalcitban a diszlokációk menti átrendeződés az  $r\{104\} <201> \pm$  és  $f\{012\} <021> \pm$  menti translációval történik (pl. DE BESSER & SPIERS 1997). Ahol a diszlokációk kioltják egymást, a kristályok szubszemcsékre esnek szét, majd a szubszemcsékből önállóvá vált, feszültségmentes szemcsék képződnek szemcsehatár-vándorlással, illetve szubszemcse-forgással (dinamikus átkristályosodás).

E redukáltfeszültség-értékek alatt a finomszemcsés kalcithalmaz domináns szemcséközi diffúziós átrendeződéssel (nyomási oldódás) deformálódik, ha a szemcseszegélyek mentén folyadékfilm van jelen, mint diffúziós közeg. A szemcsék ennek hatására lapultak lesznek, a kisebb szemcséket a nagyobbak fokozatosan felemészítik, a szemcsék egyenetlen, kompromisszumos határok mentén illeszkednek. E mechanizmus gyakorlatilag megegyezik az aggradációs neomorfozissal (BATHURST 1971). Nagy alakváltozási sebességnél, magas homológ hőmérsékleten ( $T/T_m > 0,5$ ) e mechanizmus a diffúzióval támogatott szemcsehatár-csúszással (DAGBS) egészül ki (pl. EVANS et al. 2003). Ekkor a szemcsék egymáson csúsznak el, míg a szemcsék anyaga a szemcsehatárokhöz közel diffúzióval rendeződik át. A folyamat eredményeként jelentős alakváltozás (akár többszáz %-os megnyúlás) valósulhat meg, anélkül, hogy a szövetben szemcsealaki irányítottság jelentkezne, vagy a szemcsék ellapulnának. E folyamatot SCHMID et al. (1977) a fémszerkezetek példájára szuperképlékeny kúszásként írták le.

A durvaszemcsés kalcithalmazban – mely eredetileg lehetett póruskítóltó kristályos cement, deformáció előtti repedésítóltó cement stb. – a szemcséközi nyomási oldódás mellett már alacsony, 20–30 MPa feletti nyírófeszültségűnél

jelentkezik a szemcsék nyomási ikresedése. A diszlokációs mechanizmusok mezejében (1. ábra) a durvaszemű kristályokban szubszemcsék keletkeznek, melyek dinamikus átkristályosodással (szubszemcseforgás, szemcsehatár-vándorlás) enyhe szemcsealaki irányítotttsággal rendelkező, aprószemű halmaz-za alakulnak.

A dinamikus átkristályosodás egyik fontos ismérve, hogy az átkristályosodott szemcsehalmaz kitüntetett kristálytani orientációval (LPO) rendelkezik: a szemcsék többségében a kristálytani tengelyek azonos irányba rendeződnek. A karbonátközetek LPO-ja két elvi szövettípus közötti folytonos átmenetet mutató sorba sorolható be (LEISS & ULLEMEYER 1999, p. 265). Az egyik szélső tag az ún. c tengely szerint rendezett („c-axis fibre type”) szövet, melyben a kristálytani c-tengelyek a normál pólusábrán egy maximumot mutatnak, az a-tengelyek az erre merőleges nagykörön, a többi kristálysík normálisa egy-egy kiskörön ad maximumot. A másik szélső tag, az a tengely szerint rendezett („a-axis fibre type”) esetén az egyik a-tengely ad maximumot, a c-tengelyek a nagykörön, más síkok vetületei egy-egy kiskörön dúsulnak. Természetes úton deformálódott mészkövek esetében leggyakrabban az a tengely szerint rendezetthez közeli LPO alakul ki. Tiszta nyírás dominanciája esetén a c-tengelyek maximuma a foliáció síkjára merőleges, az egyszerű nyírás szerepének növekedtével a maximum ettől akár 30°-kal is elfordulhat (LEISS & ULLEMEYER 1999).

A kísérleti eredmények interpretálására több metamorf karbonátos összetben tették kísérletet, ezek közül legrészletesebben a Svájci Alpok Helvét zónáját tanulmányozták (pl. PFIFFNER 1982; GROSHONG et al. 1984; BURKHARD 1993; BADERTSCHER & BURKHARD 2003;). A vizsgálatok zömmel az átkristályosodott karbonátanyag szövetfejlődési jellemzőire, másrészt a nagyméretű szemcsék ikresedésére irányultak.

### Optikai mikroszkópos vizsgálatok és mintavételezés

Mikroszerkezeti vizsgálataink alapvetően vékonycsiszolatokon alapultak többféle kvantitatív képelemzési módszer alkalmazásával. Ezek során kétféle szövetalkotóra koncentráltunk:

- a kalcitmátrix, ahová a  $d \sim 30 \mu\text{m}$ -nél kisebb szemcseméretű, általában alaki anizometriával rendelkező szemcsékből álló, többé-kevésbé irányított szövetű halmazokat soroltuk,
- a nagyméretű ( $d > 80\text{--}150 \mu\text{m}$ ), pretektonikus eredetű kalcitszemcsék intrakristallin szövetlemelei, illetve e szemcsék környezetében kialakult aprószemű kalcithalmazok.

A mátrix esetében vizuálisan és képelemző módszerrel is meghatároztuk az átlagos szemcseméretet és a szemcsealaki kitüntetett irányítotttságot (SPO), figyelembe véve a szemcsék lapultságát és a szemcse hossztengelek irányának eloszlását. E két paraméter a szövet irányítotttságának két, egymástól eltérő jellemzőjét adja, ezért a mátrix szöveti irányítotttságát egy harmadik paraméterrel (irányítotttsági index - g) is jellemeztük, mely mindkét szempontot figyelembe veszi (a módszer rövid ismertetését a Függelékben közöljük). Ezen felül nagy

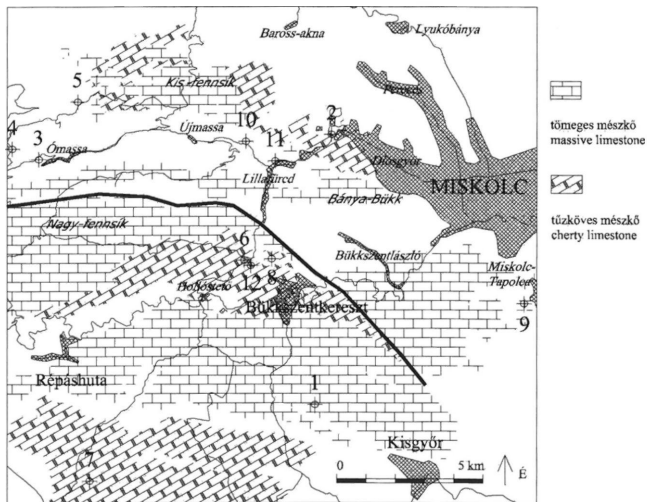
nagyításnál (600–1200×), a csiszolatok ultravékony részletein vizsgáltuk a szemcsehatárok morfológiáját.

A vizsgált mintákról általában egymásra merőlegesen 3 csiszolat készült:

- a makroszkóposan megfigyelhető palássággal párhuzamos felületről (S||),
- a palásságra merőleges és a makroszkóposan megfigyelhető (megnyúlási, és/vagy metszési) vonalasságra (lineációra) merőleges (továbbiakban S<sub>L</sub>L) felületről,
- a palásságra merőleges, lineációval párhuzamos (S<sub>L</sub>L||) felületről.

A palásság síkját általában könnyű volt meghatározni, a lineációt esetenként nehéz, így ennek megállapítását szubjektivitás is terheli.

A minták kiválasztását a feltárás-léptékű szerkezeti bélyegek értelmezése előzte meg (lásd a cikk I. részét). Igyekeztünk rétegtani környezet, kőzettípus és redőbeli helyzet szerint minél többféle mintát megvizsgálni (2. ábra). Redőbeli helyzet alatt itt az alacsonyabb rendű (többször 100 m-es hullámhosszú) redők szárnyait, illetve forgózónáit értjük. Ezt csak olyan rétegsorokban lehetett meghatározni, ahol a mészkő eltérő rétegekkel, vagy lencsékkel váltakozva fordul



2. ábra. A Bükk keleti része a Nagy-fennsík északi peremén húzódó, majd a Bükkszentkereszt-törésben folytatódó szerkezeti határ, valamint a két fontosabb középső–felső-triász mészkőfajta elterjedési területének feltüntetésével. A szürke vonalak a főbb utakat, a számozott pontok a cikkben említett mintavételi helyeket jelölik

Fig. 2 The eastern part of the Bükk Mts. with the structural boundary on the northern edge of the Bükk Plateau and continued in the Bükkszentkereszt Fault and with the distribution area of the two main Middle–Upper Triassic kinds of limestone. Grey lines indicate the major roads, numbered points the sampling sites mentioned in this paper

I. táblázat. A kvantitatív szövetvizsgálata kijelölt metszetek jellemzése és a vizsgált csökkenő sor-  
Table I. Description of the examined samples and summary of their textural parameters.

mintaszám	mintá lelőhelye	a mátrix anyaga
1101 lp	Ablakoskövölgyi F., Lencsés-forrás alatt a műút mentén	Mikrokristályos mészkő
832 lp	Vesszősi F., Vessz ő-s-völgyi feltáró út alsó szakasza	Préselt mikrokristályos mészkő
1139 lp	Ablakoskövölgyi F., A Hámori tó oldalán, a m út mentén,	Mikrokristályos mészkő
533 lm	Bükkfennsiki mészkő F., Nagy-Som-hegy oldala	Mikrokristályos mészkő
102 lp	Bükkfennsiki Mészkő F., Teber-tető	Erősen préselt, palás, mikrokristályos mészkő
108 lp	Vesszősi F., a Vessz ősi feltáró úton a kanyarhoz közel	Mikrokristályos mészkő
364 lp	Felsőtárkányi Mészkő F., Oroszkút-völgy	Mikrokristályos mészkő
1058 lm	Vesszősi F., Vessz ő-s-völgyi feltáró út alsó szakasza	Lemezes, mikrokristályos mészkő gyaglemezekkel
992 lm	Ablakoskövölgyi F., Alsó Sebesviz Ny-i oldal, feltáróút mentén	Préselt, mikrokristályos mészkő
937 lm	Ablakoskövölgyi F., A Lencsés oldalán a Hámori tó felső vége felett	Milonitos mikrokristályos mészkő
1101 lm	Ablakoskövölgyi F., Lencsés-forrás alatt a műút mentén	Mikrokristályos mészkő
951 lm	Ablakoskövölgyi F., a Lencsés oldalán a Hámori tó felső vége felett	Erősen préselt mikrokristályos mészkő
976 lm	Ablakoskövölgyi F., Alsó Sebesviz K-i oldal, feltáróút mentén	Mikrokristályos mészkő
1238 lm	Vesszősi F., Vaskapu, Fényes-tetőtől 450m NyDny	Milonitos mikrokristályos mészkő
101 kavics	Bükkfennsiki Mészkő F., Galuznya-tető széle	Mészköbreccsa középszemcsés szövetű Mészkökavicsokkal
991 lm	Ablakoskövölgyi F., Alsó Sebesviz Ny-i oldal, feltáróút mentén	Mikrokristályos mészkő
1100 lm	Ablakoskövölgyi F., Lencsés-forrás alatt a műút mentén	Mikrokristályos préselt mészkő
977 lm	Ablakoskövölgyi F., Alsó Sebesviz K-i oldal, feltáróút mentén	Mikrokristályos mészkő
1005 lm	Ablakoskövölgyi F., Omassa előtt a műút mentén	Mikrokristályos mészkő
105 lp	Felsőtárkányi Mészkő F., Nagy-dél oldalában erdészeti út kezdete a műútról nyílóan	Mikrokristályos tüzköves mészkő
1175 lm	Ablakoskövölgyi F., Lillafüred, az alsó alagúttól lejjebb a műút mentén	Dolomitos mészkő
1139 lm	Ablakoskövölgyi F., A Hámori tó oldalában, a m út mentén	Mikrokristályos mészkő
105 lm	Felsőtárkányi Mészkő F., Nagy-dél oldalában erdészeti út kezdete a műútról nyílóan	Mikrokristályos tüzköves mészkő
592 lm	Bükkfennsiki Mészkő F., Kőlyuk-galya és Teber-tető között	Mikrokristályos mészkő
101 kavics	Bükkfennsiki Mészkő F., Galuznya-tető széle	Mészköbreccsa középszemcsés szövetű mészkökavicsokkal
996 lm	Ablakoskövölgyi F., Alsó Sebesviz Ny-i oldal, feltáróút mentén	Mikrokristályos, milonitos mészkő
452 lm	Bükkfennsiki Mészkő F., Messzelátó-hegy gerincén	Mikrokristályos mészkő
488 lm	Felsőtárkányi Mészkő F., Bükkzentkeresztől DK-re, Lőrinc-hegy oldalában	Mikrokristályos tüzköves mészkő
110 lm	Felsőtárkányi Mészkő F., Csanyik vő lgybe vezető műút mentén	Igen finomszemű tüzköves mészkő
364 lm	Felsőtárkányi Mészkő F., Oroszkút-völgy	Mikrokristályos tüzköves mészkő
593 lm	Bükkfennsiki Mészkő F., Kőlyuk-galya és Teber-tető között	Mikrokristályos mészkő
106 lm	Fehérkői Mészkő F., Lillafüredi felső alagútnál	Középszemcsés kristályos mészkő
114 lm	Bükkfennsiki Mészkő F., Kisgyőri kőfejtő	Mikrokristályos, milonitos mészkő
568 lm	Bükkfennsiki Mészkő F., Messzelátó-hegy Ny-i oldala	Középszemcsés kristályos mészkő
101 mx	Bükkfennsiki Mészkő F., Galuznya-tető széle	Mészköbreccsa középszemcsés szövetű mészkökavicsokkal
109 lm	Nagyvisnyói Mészkő F., Pisztrángosnál a műút mellett	Középszemcsés kristályos mészkő
452 pp	Bükkfennsiki Mészkő F., Messzelátó-hegy gerincén	Mikrokristályos mészkő
395 lm	Felsőtárkányi Mészkő F., erdészeti út a Száraz-Szinva oldalában	Mikrokristályos tüzköves mészkő



szöveti paraméterek összesítése. A minták az irányítottsági index (g) szerinti  
rendben szerepelnek

Samples are listed in descending order according to their orientation index (g).

a metszet pozíciója	vizuális irányítottság	szemcse-méret ( $\mu\text{m}$ )	lapltság	irányítottsági index (g)	hiba (%)	rózsadiagram	szemcsenhatár egyenetlenség
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	14,15	2,60	0,804	0,72	két irány	kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	igen erős	18,94	2,45	0,801	0,87	egy irány	kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	19,87	2,33	0,797	0,01	két irány	enyhén kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	16,74	1,87	0,770	0,94	egy irány	egyenetlen
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	19,93	1,97	0,762	6,95	egy irány	egyenetlen
$S_{L_{II}}$ metszet	igen erős	14,66	2,31	0,759	3,43	egy irány	kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	12,00	2,30	0,756	1,13	egy irány	enyhén kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	16,25	1,85	0,746	3,11	két irány	kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	közepes	12,77	1,73	0,739	3,84	több irány	enyhén kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	21,47	2,21	0,739	6,00	két irány	enyhén kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	14,67	2,08	0,739	1,40	egy irány	kisimult
$S_{L_{45^\circ}}$ Metszet	erős	18,89	2,03	0,736	1,30	több irány	erősen kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	10,53	1,69	0,729	4,00	több irány	egyenetlen
$S_{L_{II}}$ metszet	gyenge	7,52	1,88	0,710	2,35	több irány	egyenetlen
Közeliítőleg $S_{L_{II}}$ metszet	erős	21,12	1,82	708	0,83	több irány	egyenetlen
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	14,79	2,12	0,705	5,03	több irány	egyenetlen
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	12,06	2,01	0,701	1,60	két irány	kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	8,66	1,75	0,697	6,16	több irány	egyenetlen
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	5,68	2,04	0,694	2,76	több irány	egyenetlen
$S_{L_{II}}$ metszet	közepes	13,78	1,91	0,691	3,59	egy irány	kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	gyenge	9,17	1,92	0,683	0,06	több irány	enyhén kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	19,19	2,07	0,681	4,92	több irány	enyhén kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	15,44	1,84	0,679	1,00	egy irány	kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	közepes	11,14	1,64	0,664	0,48	két irány	enyhén kisimult
Közeliítőleg $S_{L_{II}}$ metszet	erős	21,15	1,82	0,636	1,44	két irány	egyenetlen
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	13,28	1,60	0,626	2,02	több irány	enyhén kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	közepes	16,31	1,77	0,618	0,11	egy irány	kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	10,57	1,79	0,618	2,76	egy irány	egyenetlen
$S_{L_{II}}$ metszet	közepes	7,74	1,71	0,600	7,61	egy irány	egyenetlen
$S_{L_{II}}$ metszet	közepes	14,70	1,96	0,564	0,02	egy irány	kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	gyenge	13,91	1,61	0,560	1,57	két irány	kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	37,94	1,65	0,533	0,31	egy irány	kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	közepes	10,99	1,61	0,506	6,14	egy irány	egyenetlen
$S_{L_{II}}$ metszet	gyenge	10,44	1,56	0,487	5,70	több irány	egyenetlen
? (broccsa mátrix)	gyenge	14,15	1,41	0,461	2,66	több irány	egyenetlen
$S_{L_{II}}$ metszet	közepes	34,21	1,72	0,456	16,78	két irány	kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	igen gyenge	16,31	1,37	0,436	0,89	két irány	enyhén kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	gyenge	12,73	1,54	0,353	2,33	két irány	enyhén kisimult

elő, ilyenek a tűzköves és az agyagpalával váltakozó mészkövek. E helyzet azért tűnt lényegesnek számunkra, mert a szárnyakon makroszkóposan jóval intenzívebb palásság volt észlelhető, mint a forgókban.

Részletes kvantitatív vizsgálatot mintegy 40 mintán végeztünk, ezen felül vizuálisan közel 120 csiszolatban vizsgáltuk e paramétereket. A kvantitatív mérési eredményeket az I. táblázat foglalja össze. Az értékek mintánként 300–900 db szemcse paramétereinek feldolgozásából származnak.

A kvantitatív mérésre került mintákat (I. táblázat) több szempont alapján válogattuk ki, többségük a főpalásság által érintett mészkőminták, ez alól kivételt csak egy tektonikus breccsa mátrixanyaga képez (101. sz. minta), mely már a főpalásság után keletkezett. Ezt az bizonyítja, hogy a minta irányított szövetű, de nem irányítottan elhelyezkedő mészkőkavicsokat tartalmaz, míg a breccsa kötőanyaga nem látszott palásnak. Kvantitatív vizsgálatot több esetben végeztünk egy-egy minta két, egymásra merőleges metszetén. Mivel a S $\parallel$  metszetek szinte izometrikus szövetűek, igen enyhe szöveti irányítottságuk pedig változékony, ezért ilyen metszeten (452. sz. minta) csak egy mérést végeztünk. A többi esetben mindkét metszetet a palásságra merőleges, többségük S $\perp$ L $\perp$  metszet, így a szöveti paraméterek változása a különböző minták között e metszeteken vehető jól össze. A redőforgóból származó mintáknál ilyen síkokat nem lehetett kijelölni, így itt a vizsgálatok három, egymásra merőleges metszeten készültek, melyek közül a bemutatott 383. sz. mintán az egyik egy stilolit-felülettel volt párhuzamos.

#### *A mikrokristályos mátrix alaki irányítottságának (SPO) vizsgálata*

A irányított szövetű minták esetében mikroszkóp alatt általánosan megfigyelhető volt, hogy a legerősebb SPO a S $\perp$ L $\parallel$  metszeten jelentkezett. Ennél enyhébb, de szintén határozott SPO-t mutatott a S $\perp$ L $\perp$  metszet. A S $\parallel$  metszeten igen enyhe, nehezen jellemezhető és változékony SPO észlelhető, mely a S $\perp$ L $\parallel$  és S $\perp$ L $\perp$  metszeten a palássággal párhuzamos irányú megnyúlások különbözőségéből adódik.

A képelemzéssel végzett mérések alapján a szemcsék lapultsági értéke (a szemcsemetszettel ekvivalens ellipszis nagy- és kistengelyének aránya, l. Függelék) a vizsgált metszeteknél 1,45 és 2,6 között változott. Az erősen irányítottnak látszó metszetek lapultsági átlaga 2,2 felett volt (2,2–2,6), itt nagyobb az erősen megnyúlt (1:3–1:4) szemcsék aránya. Ugyanakkor az 1:4-nél jobban megnyúlt szemcsék itt is csak 1–2%-os gyakorisággal fordultak elő. A vizuálisan erősen irányított mintáknál a lapultság mindkét metszeten jelentős, a S $\perp$ L $\parallel$  metszeten nagyobb, és markáns különbség mérhető a két metszet lapultsági értékei között: például az 1139-es mintán (l. I. táblázat: S $\perp$ L $\perp$  metszet: 2,07; S $\perp$ L $\parallel$  metszet: 2,33), vagy az 1101-es mintán (S $\perp$ L $\perp$  metszet: 2,08; S $\perp$ L $\parallel$  metszet: 2,60). E minták a korai fázis idején nagyléptékű redőszárnyak erősen szétnyírt, forgózónától távoli részén voltak. A redőforgóhoz közelebbi pozícióban a lapultsági értékek kisebbek (2 körüliek), és a két metszet (S $\perp$ L $\perp$ ; S $\perp$ L $\parallel$ ) közötti különbség is enyhébb (pl. 105. sz. minta). A forgózónából származó minták (pl. 383. sz. minta) esetében a szemcsék lapultsága gyenge, az egymásra merőleges metszeteken a lapultság különbsége csekély és esetlegesen változó.

Az irányítottsági index ( $g$ ) esetében (I. Függelék, I. táblázat) az erősen irányított metszetek többnyire 0,7 feletti  $g$  értéket, a vizuálisan gyengén irányított, illetve irányítatlan metszetek pedig 0,6 alatti értékeket kaptak. A  $g$  értékek erősen függenek a szemcse lapultsági értékektől (3. ábra), és csak jóval kevésbé a szemcsék hossz tengelyének irány eloszlásától. 1,4 alatti lapultságot egy mintánál sem mértünk, ami hozzájárul ahhoz, hogy a gyengén irányított, vagy irányítatlan mészkövek  $g$  értéke is aránylag magas, 0,3 feletti.

A metszet pozíciója és az irányítottsági index között jó összefüggést kaptunk. A főpalássággal érintett minták  $S_{\perp L}$  metszetei magas ( $g > 0,7$  fölötti) értékeket kaptak. Ugyanezen minták (pl. 1101, 1139, 105, 364)  $S_{\perp L_{\perp}}$  metszetei rendre kisebb irányítottságot adtak, és a különbség általában jelentős (I. táblázat).

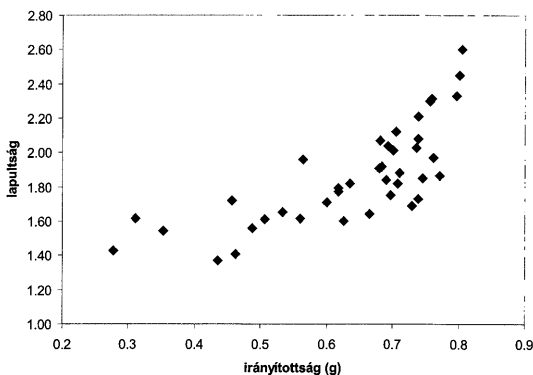
A szemcseméret és a SPO közötti összefüggés csak akkor vált értelmezhetővé, amikor figyelembe vettük a minták litológiai jellegét is. A  $S_{\perp L_{\perp}}$  metszeteken mért értékeket a 4. ábra szemlélteti. Az ábra szerint egy litológiai típuson belül a szemcseméret növekedésével a  $d \sim 25 \mu\text{m}$ -nél kisebb szemcsésű mátrixban nő az irányítottság mértéke. Az agyagrétegekkel váltakozó mészköveknél (Ablaskővölgyi F, Vesszősi F) az irányítottsági értékek általánosan magasak, és csak kevésbé függenek a szemcsemérettől. A tiszta és tűzköves mészköveknél (Bükk-fennsíki Mészki F, Felsőtárkányi F) ellenben meredekebb trend mutatkozik. Ez magyarázható azzal, hogy a mátrix döntően mikrites alapanyag nyomási oldódásával és kristálynövekedéssel alakult ki, a folyamat előrehaladtával a szemcseméret és a SPO egyaránt növekszik. Az agyaggal közberétegzett mészköveknél az apró szemcseméretű halmazok magasabb irányítottságának oka lehet, hogy az agyagásványok átalakulása során felszabaduló víz elősegítette a diffúziót.

A vizsgált minták körébe kerültek olyanok is, melyeknek a mátrix szemcsemérete durvább ( $> 25\text{--}30 \mu\text{m}$ ). E halmazok megjelenésükben is különböznek a finomszemcsés mátrixtól: markáns, éles szemcsehatárok, izometrikusabb kristályok mutatkoznak. E durvaszemcsés mátrixban a mért SPO értékek határozottan gyengéek, ahogy azt a 4. ábra is mutatja. E szövet képződési körülményeit a következő két fejezetben taglaltak után értelmezzük.

### A mátrix szemcséinek morfológiai vizsgálata

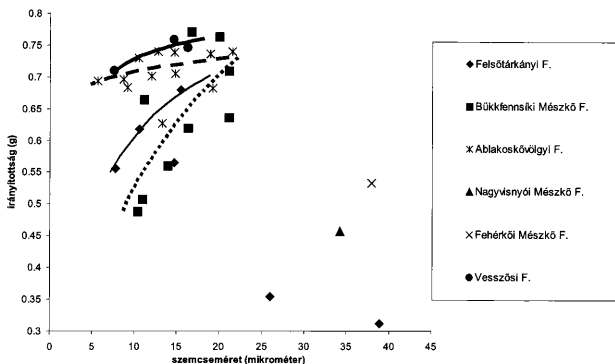
A korai deformációs fázis során megjelent alakváltozási mechanizmusok felderítéséhez fontos támpontot adott a szemcsehatárok morfológiájának részletes vizsgálata. Ezt polarizációs mikroszkóppal, közel ultravékony metszeten ( $5\text{--}10 \mu\text{m}$  vastagság), a csiszolatok kivékonyodott szegély-zónáiban a lehető legnagyobb nagyítással ( $600\text{--}1200\times$ ), illetve néhány esetben elektronmikroszkóppal végeztük.

A vizsgált bükki mészkövek mátrixában minden litosztratifráiai egységben találtunk olyan mintákat, ahol a szemcsék többé-kevésbé sík lapokkal illeszkednek egymáshoz (I. tábla 4. fotó), és olyanokat is, ahol a szemcsék egyenetlenek, hullámos szegélyűek voltak (I. tábla 5. fotó). Az esetek egy részében nem lehetett egyértelműen eldönteni, hogy a mátrixot a sík, vagy hullámos határfelületek dominanciája jellemzi-e. Sajnos így az utóbbi esetekben az észlelések jelentős



3. ábra. Az irányítottsági index és a lapultsági értékek kapcsolata

Fig. 3 The relationship between grain flattening and index of grain shape preferred orientation (SPO)



4. ábra. Az irányítottsági index és a szemcseméret összefüggése a S<sub>L</sub>L<sub>L</sub> mintákban

Fig. 4 The relationship between grain size and index of SPO on sections normal to foliation and lineation

szubjektivitással terheltek. A szemcsehatárok morfológiája nem kötődik sem a litológiai összetételhez, sem a sztratigráfiai pozícióhoz. Megfigyeléseink alapján a szemcsehatárok morfológiáját a korai fázis során az adott szemcsehalmazban fellépő alakváltozási mechanizmusok határozták meg, melyek fellépése az akkori redukált feszültség nagyságától függ. E hipotézist a következő megfigyelésekkel igazoljuk:

– A szemcsehalmazban jelentkező SPO párhuzamos a szabad szemmel látható palásssággal, de a rétegzéssel nem.

– A későbbi deformációs fázisok szemcseméretszinten már nem okoztak képlékeny deformációt, legfeljebb néhány cm hosszúságú nyírószalagok menti krenulációs palássság alakult ki. Így a későbbi deformációs fázisok a szemcsealakot, szemcsemorfológiát már nem befolyásolták. Ez alól néhány kivételt találtunk a „Bükkszentkereszti törés” mentén, ahol a főpalássság utáni deformációs fázis is okozott enyhe képlékeny alakváltozást a mészkőben (II. tábla 2. fotó, II. tábla 5. fotó), bár ez itt is csak szubmilliméteres zónákat érintett hajszálrepedések mentén.

– Az alacsony rendű redők korai fázis által gyengén érintett forgózónáiban az irányítatlan szövétű karbonátmátrixban mindig egyenetlen szemcsehatárokat találtunk (I. tábla 1. fotó).

– A redőszárnyból származó  $S_{\perp L_{\perp}}$  metszeteket összevetve a szemcsemorfológia, a szemcseméret és a SPO között kapcsolat mutatható ki:  $d \sim 10 \mu\text{m}$  alatt a szemcsehatárok egyenetlenek,  $d \sim 15 \mu\text{m}$  felett viszont általában a kisimult poligonális szemcsehatár jellemzi az erős SPO-jú halmazokat. A  $d \sim 25\text{--}30 \mu\text{m}$  feletti szemcseméretű halmazokban a szemcsehatárok többsége poligonális, az SPO igen alacsony.

– Az igen erősen deformált, milonitos szövétű mintákban a  $d \sim 15\text{--}20 \mu\text{m}$  szemcseméretű mátrixot hullámos szemcsehatár és mérsékelt SPO jellemzi.

– Mivel az egyes mechanizmusok feszültség–hőmérséklet tartománya is erősen szemcseméret-függő (l. 1. ábra), az eltérő szemcsemorfológiát más-más mechanizmusok fellépése, illetve dominanciája okozhatta. Egymással párhuzamosan több mechanizmus is felléphetett, különösen olyan redukáltfeszültség-értékeknél, melyek két mechanizmus dominanciájának határára esnek.

A szemcsehatárok lefutásának jellege néhány mm-en belül akár többször is változik. Több vizsgált mintában lokálisan 1–2 mm vastag sávokban, lencsékben megfigyelhetők teljesen sík lapokkal határolt szemcsék, melyek poligonális halmazokat alkotnak. E lencsékben a kalcithalmaz SPO-ja jelentősen lecsökken, és szemcsemérete ( $d \sim 30\text{--}50 \mu\text{m}$ ) 2–3-szor nagyobb az általánosan előforduló mátrixénál (I. tábla 2. fotó).

Ez például remekül megfigyelhető a Fehérkői Mészkő felső szintjéből származó minták esetében, melyek makroszkóposan is intenzív sávözottséget mutatnak. A palásssági felülettel párhuzamosan 2–3 mm vastag sárgásszürke, jól kristályosodott ( $d = 20\text{--}30 \mu\text{m}$ ) mikrorétegek váltakoznak 1–8 mm vastagságú sötétebb szürke, mikrokrisztályos ( $d = 10\text{--}15 \mu\text{m}$ ) sávokkal. A finomabb szemű sávok szemcséi erős alaki anizometriával (2 körüli lapultság) és határozott, erős SPO-val rendelkeznek, a szemcsehatárok hullámosak. E sávok a platform mészkő eredetileg mikrites sávjai lehettek. Ezek gyakran folyamatos átmenettel érintkeznek a durvább szemcsézettségű zónákkal, melyekben a  $d \sim 20\text{--}30 \mu\text{m}$ -es kalcitkristályok zömében sík felületekkel érintkeznek egymással, poligonális halmazokat alkotva. E szemcsék gyakran zárnak közre szabálytalan alakú, ikresedett,  $d \sim 50 \mu\text{m}$ -nél nagyobb kalcitkristályokat. Az SPO, a szemcsék lapultsága e sávokban határozottan gyengébb. A Fehérkői Mészkő lillafüredi szelvényében a középső szintben a kőzet homogénebb, a mikrokrisztályos sávok eltűnnek, a poligonális, enyhén irányított,  $d \sim 20\text{--}30 \mu\text{m}$ -es, durvábszemcsés halmaz marad fenn.

A kisimult szemcsehatár és lecsökkent SPO általában olyan finomkristályos, deformált mészkövekre jellemző, melyek alakváltozásában a DAGBS jelentős szerepet kap (SCHMID et al. 1977; PFIFFNER 1982; BADERTSCHER & BURKHARD 2001). Ez esetünkben sem zárható ki, viszont ennek ellentmond az, hogy ilyen tulajdonságot a durvábbszemcsés ( $d > 20\text{--}30\ \mu\text{m}$ ) mátrixban figyeltünk meg.

Az hullámos szemcsehatár egyaránt jellemző lehet az aggradációs neomorfó-zissal és a dinamikus átkristályosodással deformált mészkövekre. A finomszemcsés, hullámos szemcsehatárú halmazok valószínűleg diffúziós átrendeződéssel deformálódtak, ahol nem lépett fel DAGBS. Ugyanakkor az erősen deformált, nagyméretű kristályok szétnyírt fragmentumait magába foglaló, milonitos szövétű minták mátrixa már dinamikus átkristályosodással alakulhatott ki.

E hipotézis igazolásához szükséges a kőzet kristályszerkezeti irányítottságának vizsgálata. Amennyiben a domináns alakváltozási mechanizmus – magas redukált feszültség mellett – a diszlokációs kúszás, úgy valamilyen mértékű határozott LPO-t kell kapni. Ennek hiányában a befogadó mechanizmus a diffúziós átrendeződés lehet.

### Durvakristályos szemcsehalmazok vizsgálata

Az alakváltozási mechanizmusok értelmezéséhez jelentős segítséget adott a pretektonikus, durvakristályos ( $d > 80\ \mu\text{m}$ ) szemcsehalmazok vizsgálata, melyek a korai fázis során ikresedtek. E nyomási ikresedéssel, unduláló kioltással, illetve szubszemcse-képződéssel erősen deformált kalcitkristályokban, illetve ezekből álló sávokban, lencsékben egyértelműen dinamikus átkristályosodásra utaló szövetelemeket találtunk. E sávok minden litosztratigráfiai egységben megtalálhatóak a mészkövekben, és a főpalássággal párhuzamosan, vagy azzal kis szöget bezárva húzódnak. Eredetileg durvaszemcsés, szemcsevázú (packstone, grainstone) szövétű mészkőszávok, illetve a diagenézis során keletkezett és durvakristályos kalcittal kitöltött repedések, üregek lehettek.

A korai fázis alacsonyabb rendű redőforgóiból származó mintákban e szemcsék nyomási oldódással kialakult, kompromisszumos határait lehet megfigyelni. A szemcsékben az ikrek kis sűrűséggel jelentkeznek (az ikertagok térfogataránya egy szemcsében kicsi). A redőszárnyakból származó, határozott SPO-val rendelkező minták nagyméretű kalcit szemcséi szinte kivétel nélkül ikresedtek, az ikersűrűség magas. Az ikrek átlagos vastagsága 4–7  $\mu\text{m}$  közötti, ami alapján képződésük 200 °C-nál magasabb hőmérsékleten történt (MÁDAI 1995). Az ikresedés után többnyire további szemcsén belüli deformáció is fellépett:

– Újabb, az előző ikersort keresztvező, elnyíró ikersorozat jelenik meg. Jellemzően az egymást így metsző ikergenerációk egyike (véltetően a második) vastag (akár 8–10  $\mu\text{m}$  felett is). Az ikertagok metszésénél önállósult, apró ( $d \sim 5\text{--}8\ \mu\text{m}$ ) kalcitkristályok keletkeznek.

– Ívelt, hullámosan gyüredezett ikersíkok (II. tábla 1. fotó). Ez az ikresedés után, általában az ikresedést kiváltótól kissé eltérő irányú feszültségmezőben bekövetkező képlékeny deformációra utal (BURKHARD 1993). A hajlított ikrek általában csak 2–4  $\mu\text{m}$  vastagok, ritkán érik el az 5  $\mu\text{m}$ -es vastagságot, az ikersíkok lapos szöget zárnak be a foliáció síkjával. Gyakran figyelhető meg, hogy a

foliációval (főpalássággal) nagyobb szöget bezáró ikrek elhajlása a foliáció síkjába az ikertag kivékonyodásával jár együtt.

– Erőteljes képlékeny alakváltozás hatására az ikrek átkristályosodnak apró, önálló szemcsékké. Gyakran tapasztaltuk, hogy az ikertagok helyén apró kalcit-szemcsék sorozata képződött (II. tábla 2. fotó), döntően ott, ahol az ikertagok nagy szöget zártak be a foliációval. BESTMANN & PRIOR (2003) EBSD vizsgálatai szerint (a Thassos márvány ikresedett szemcséiben) az ilyen kalcitszemcsék szubszemcse-forgással képződnek. E gömbölyded, „gyöngysorként” megjelenő kristályok a dinamikus átkristályosodás termékei, így ezek kialakulása a hajlított ikrek képződéséhez hasonlóan a diszlokációs kúszás megjelenését jelzi. Míg a főpalásságot okozó nyírás síkjával kis szöget bezáró ikreket a deformáció elhajlította, addig az ezzel nagy szöget bezáró ikreket szétdarabolta, így átkristályosodásukat elősegítette.

Az erősen ikresedett, durvakristályos kalcitsávok másik jellemzője a szemcsehatárokon megjelenő átkristályosodás. E sávok gyakran mutatnak ún. „mag és köpeny” (core and mantle) szövetet, melyben a deformált nagyméretű kalcitkristályokat apró, átkristályosodott kalcitszemcsék sorozata, illetve keskeny sávja övezi (II. tábla 1. fotó, II. tábla 3. fotó). A sáv szélessége változó, ami a durvakristályos halmaz alakváltozásának mértékével arányos. Ennek – az alakváltozás növekedésével – a következő állomásait figyeltük meg:

1. Ikresedett, nagyméretű szemcsék halmaza, ahol a szemcsék ívelt, egyenetlen határok mentén közvetlenül egymáshoz illeszkednek. A szemcsékben a nyomási ikrek általában deformálatlanok.

2. Egy-két szemcse szélességű gyűrű a nagyméretű szemcsék között. Az apró ( $d \sim 15\text{--}20 \mu\text{m}$ ) közel izometrikus kalcitkristályok jellemzője, hogy markáns, vastag szemcsehatárral rendelkeznek, mintegy gyöngysorra emlékeztetnek (II. tábla 1. fotó). A nagyméretű kristályokban az ikrek gyakran hajlítottak. Az apró kalcitkristályok szubszemcse-forgással váltak önállóvá, így dinamikus átkristályosodás eredményeként jöttek létre.

3. Az átkristályosodott szemcséből álló sáv az alakváltozás növekedésével kiszélesedik, 5–10–20 szemcséből áll („mag és köpeny szerkezet”). A nagyméretű kristályokban az ikrek erősen deformáltak, gyakran az ikertagokat is átkristályosodott szemcsék sorozata helyettesíti (II. tábla 3. fotó).

4. A legnagyobb mértékű alakváltozást szenvedett mintákban milonitos szövet alakul ki: a kőzet döntően átkristályosodott 15–20  $\mu\text{m}$ -es szemcsék halmazából áll, melyben a nagyméretű kalcitkristályok erősen deformált reliktumai úsznak (I. tábla 3. fotó). A dinamikus átkristályosodással keletkezett mátrix általában közepes irányítotttsággal rendelkezik, a szemcsehatárok hullámosak, egyenetlenek.

E szövetképekhez igen hasonló szövetfejlődést írtak le a carrarai márvány ( $d \sim 100\text{--}150 \mu\text{m}$ ) torziós deformációs kísérletből (PIERI et al. 2001). Ezek szerint egy durvaszemcsés kalcithalmazban a dinamikus átkristályosodás előrehaladása – változatlan állapothatározók mellett – az alakváltozás mértékével arányos. E kísérletek eredményével összehasonlítva az általunk megfigyelt 2. szövettípus nyírási alakváltozása  $\gamma \sim 1$ , a 3. típusé  $\gamma \sim 2\text{--}3$ , a 4. típusé  $\gamma \sim 5$ .

E dinamikus átkristályosodással képződött szemcsék megjelenése nagy hasonlóságot mutat a fentebb említett, kisimult szemcsehatáru durvább ( $d \sim 20\text{--}30 \mu\text{m}$ ) szemcseméretű mátrixszal, néhol azzal teljesen megegyező. Így vélhetően a dur-

vább szemcseméretű mátrix a szemcsevázú mészkövek, pretektonikus repedés-kitöltések dinamikus átkristályosodásával képződhetett.

### Kitüntetett kristálytani irányítottság (LPO) vizsgálata

A mikroszkópos megfigyelések alátámasztásához szükséges volt a kristályszerkezeti irányítottság vizsgálata is, mivel a határozott LPO a diszlokációk átrendeződésével megvalósuló deformációt jelzi. Ezért nyolc mintáról inverz pólusábrákat készítettünk. A minták kiválasztásánál ügyeltünk arra, hogy a minta lehetőleg homogén mikrokristályos mátrixból álljon, az értelmezést ne zavarják durvakristályos kalcitból álló sávok, utólagos repedés-kitöltések. A minták között szerepelt:

- olyan, melyen mikroszkópban erős képlékeny deformációra utaló, milonitos szövetet észleltünk (114. Kisgyőr),

- melyen a képlékeny deformáció nem hagyott nyomot (383. Oroszkút-völgy),

- mely zömmel poligonális szemcsékből álló, irányított szövetű minta (109. Középgaradna; 106. Fehérkő; 111. Kis-dél; 1058. Vesszős1),

- mely hullámos határfelületekkel érintkező szemcsékből álló, irányított szövetű minta (110. Csanyik),

- olyan minta, melyen makroszkóposan, vagy mikroszkóposan jelentkezett egy második palásság (108. Vesszős2).

E minták fő szöveti jellemzőit az I. táblázatban vastag kerettel emeltük ki.

#### *Inverz pólusábrák*

Az LPO vizsgálatához inverz pólusábrák elkészítésére nyílt lehetőségünk. E módszernél a kiválasztott felületről készített röntgendiffrakciós felvétel megfelelő csúcseinak intenzitását hasonlítjuk össze egy izotróp mintáról készült felvétel ugyanezen csúcseinak intenzitásával. Izotróp mintaként a bervei mészkőbányából származó tiszta mészkő pormintáját használtuk. A röntgendiffrakciós felvételek a Miskolci Egyetem Fém-tani tanszékén HZG-4-es és Siemens D 5000 goniméterrel, digitális adatrögzítéssel készültek. Az inverz pólusábrát a relatív csúcsintenzitásokra illesztett izovonalas ábraként kapjuk a kalcit sztereografikus projekcióján. Az ábrákat Surfer8 programcsomaggal készítettük el, az izovonalakat a program krígeléssel határozta meg. A kalcit ditrigonális szimmetriájából következően elegendő volt a sztereografikus projekciónak csak egyhatodnyi körcikkét ábrázolni.

Az inverz pólusábra azt mutatja, hogy a makroszkópos szöveti jellemzőkkel definiált (pl. S||), vizsgált kőzetlap a rajta lévő kalcitkristályok mely kristály-síkjaival párhuzamos.

Ahol az inverz pólusábrán egy rácssíknál magas értékeket találunk, ott a vizsgált kőzetlapon sok olyan kalcitszemcse van, melyekben e rácssík párhuzamos a kőzetlappal. Az inverz pólusábrákon így kulcsfontosságú szereppel bír a c (006) bázislapnál jelentkező intenzitás. Ha egy inverz pólusábra a bázislap síkjánál ad maximumot és a prizmalapok ({110};{300}) felé az intenzitás fokozatosan csökken, akkor a vizsgált felületen a kalcitkristályok többségénél a bázis-



lap síkja párhuzamos a kőzettel, azaz a szemcsék kristálytani c-tengelye arra merőleges. Ugyanakkor ha az {110}, {003} prizma-, illetve {202} hegyes romboéder lapok rácssíkjainál kapunk maximumot és a bázislap felé az intenzitás fokozatosan csökken, akkor a prizmalappal párhuzamos rácssíkok és egyúttal a kristálytani c-tengelyek többsége párhuzamos a kőzettel.

Az inverz pólusábrákat metszetek szerinti csoportosításban az 5–8. ábrák mutatják. Az ábrákon sötétedő tónusokkal szerepelnek az 1-nél magasabb relatív csúcsintenzitások. A jobb szemléltetés érdekében a maximális értékeket is feltüntettük az ábrák mellett.

#### *Az inverz pólusábrák kiértékelése*

114. sz. minta; Kisgyőri kőfejtő milonitja: A  $S_{L\bar{L}}$  metszet a szemcsékben dominánsan az {110} és {202} lapokkal párhuzamos, azaz leggyakrabban olyan szemcsék találhatók, melyek kristálytani c-tengelye párhuzamos, vagy kis szöveget zár be ezzel a metszettel. A  $S_{L\bar{L}}$  metszeten gyengébben, de ugyanez a trend látható. Azaz mindkét, a foliációra (és egymásra) merőleges metszeten a szemcsék döntő részében a kristálytani c-tengely párhuzamos a metszettel. Ez csak úgy lehetséges, ha a c-tengely a szemcsék döntő részében merőleges a  $S_{\parallel}$  metszetre. Ezt erősíti meg a  $S_{\parallel}$  metszet, melynek egyetlen és igen határozott (2,6) maximuma a c (006) rácssíknál van, azaz a c-tengelyek többsége valóban merőleges a  $S_{\parallel}$  metszetre. A maximum „lehúzódik” az r {104} rácssíkra is.

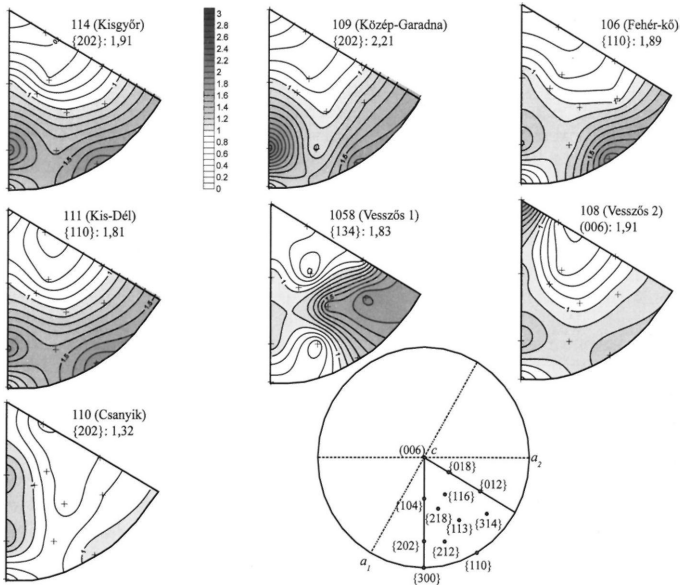
Ez a minta a pólusábrák alapján határozott LPO-val rendelkezik: a c-tengelyek többsége a foliációra merőleges, a kristálytani a-tengelyek a foliáció síkjában vannak. Mindez jellemző a c tengely szerint rendezett LPO-ra, mely természetben deformálódott mészkövekben a leggyakrabban kialakult LPO az r {104} síkoknál jelentkező szubmaximum kíséretében (LEISS & ULLEMEYER 1999).

A 114. minta szövete alapján – milonitos, enyhén irányított szövet, egyenetlen szemcsehatárok – a kőzet megfelel a dinamikus átkristályosodással képződött metamorf kristályos mészkőnek, amit megerősít a beigazolódott LPO.

383. sz. minta; tűzköves mészkő az Oroszkút-völgyből: A mintát szerkezeti helyzete és megjelenése alapján redőforgóból származónak vettük, mely a korai fázisban nem, vagy csak igen gyengén deformálódott. Az inverz pólusábrák ezt igazolják: a minta gyakorlatilag izotróp. Mindhárom metszeten a c-tengelyre merőleges (006) és azzal párhuzamos, vagy kis szöveget bezáró ({110};{202}) rácssíkok egyaránt gyenge lokális maximumot adnak. Ugyanakkor az egyik metszeten a {202} rácssíkkal párhuzamosan jelentkezik egy magas (1,85) relatív intenzitás-maximum, aminek megjelenését e kontextusban nem tudjuk értelmezni; utólagos repedéskitöltés hatása lehet.

106., 109., 111. sz. minták; Fehérkői Mészkő, közép-garadnai, kis-déli közepesen-enyhén irányított szövetű, középszemű mátrixú mészkövek. A  $S_{L\bar{L}}$  metszeten mindhárom minta ugyanazt a trendet mutatja, mint ami a kisgyőri minta azonos metszetén tapasztalható, így a kalcit szemcsék c-tengelyei itt is leggyakrabban a  $S_{L\bar{L}}$  metszettel párhuzamos síkba rendeződtek.

A másik két metszeten ugyanakkor nem jelentkezték a kisgyőri mintához hasonló trendek. A  $S_{L\bar{L}}$  metszetek gyakorlatilag izotrópok (109. minta), vagy szabálytalanul szóródnak (106, 111). A  $S_{\parallel}$  metszeteken csak a 106. mintánál

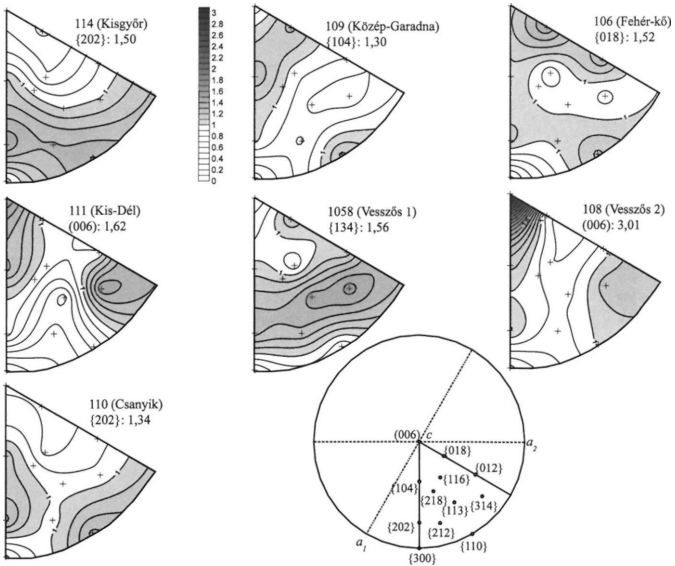


5. ábra. Inverz pólusábrák a minták  $S_{\perp}L_{\perp}$  metszeteiről. Az árnyalt területek az 1-nél magasabb relatív intenzitást jelölik. A mintanév alatt a maximális értéket és az ahhoz tartozó ráccsíkot emeltük ki

Fig. 5 Inverse pole figures of sections normal to the foliation and lineation of the analysed samples. Areas of relative intensities above 1.0 are shaded. Under the sample name the maximum value and its plane are indicated

jelentkezik gyenge maximum a bázislapnál. Ebből következően a c-tengely a  $S_{\perp}L_{\perp}$  síkkal párhuzamosan rendeződött e mintákban, de e síkban szóródik. Ez az ún. a tengely szerinti rendezett szövetre emlékeztet (LEISS & ULLEMEYER 1999, p. 267), és kialakulásában fontos szerepet játszhat a szemcsék forgása az egyszerű nyíráshoz közelálló deformáció során.

Szöveti jellegük alapján (l. előző fejezet) feltételezzük, hogy e döntően  $d \sim 20\text{--}40 \mu\text{m}$  szemcseméretű mátrixból álló minták dinamikus átkristályosodással képződtek. A poligonális szemcsehatárok dominanciája ugyanakkor annak a lehetőségét is felveti, hogy e szövet kialakulásában a szemcsehatár csúszás (GBS) is szerepet játszott. A kialakult szövet és e sajátos pólusábrák kapcsolatára magyarázatul szolgálhat, hogy e minták esetében a dinamikus átkristályosodás és a GBS egyaránt (akár egymást követően) fellépett, és a deformációt főként egyszerű nyírás okozta. Ilyen kettős mechanizmus lehetőségét többen felvetették (CASEY et al. 1998; LEISS & ULLEMEYER 1999; EVANS et al. 2003; BESTMANN & PRIOR 2003). A szemcsék a GBS hatására a nyírási síkban forognak (CASEY et al. 1998; EVANS et al.



6. ábra. Inverz pólusábrák a minták  $S \perp L_{\phi}$  metszeteiről. Az árnyalt területek az 1-nél magasabb relatív intenzitást jelölik. A mintanév alatt a maximális értéket és az ahhoz tartozó rácsíkot emeltük ki

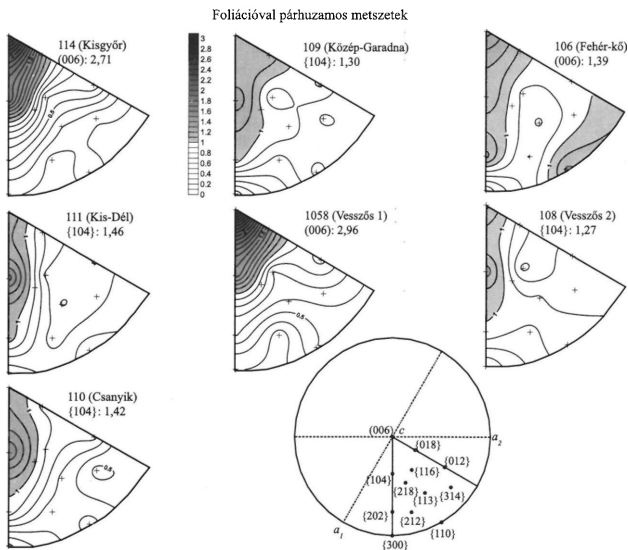
Fig. 6 Inverse pole figures of sections normal to the foliation and parallel to lineation of the examined samples. Areas of relative intensities above 1.0 are shaded. Under the sample name the maximum value and its plane are indicated

2003), ami az LPO-t „elrontja” (9. ábra). Ezzel magyarázható, hogy a c-tengelyek a  $S \perp L_{\perp}$  síkban vannak, de irányuk e síkban szóródik.

1058. sz. minta; Vesszősi erdőgazdasági út alsó szakasza: a 114. mintához hasonló trendet mutat mindhárom metszeten annyi különbséggel, hogy a palásságra merőleges metszeten a maximum nem a főkör mentén, hanem kb.  $30^{\circ}$ -kal beljebb, egy kiskör mentén húzódik (nem  $\{110\}$  és  $\{202\}$ , hanem  $\{134\}$ ;  $\{113\}$  és  $\{202\}$ ). A  $S \parallel$  metszet a 114. mintáéval jellegében teljesen azonos, c-bázislapú maximumot ad, és itt is jelentkezik a szubmaximum az r  $\{104\}$ -nél.

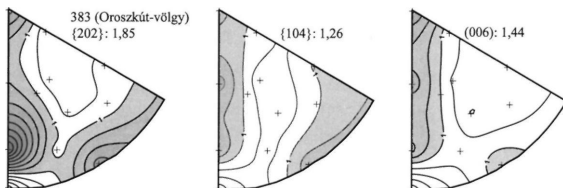
Ezek alapján e mintában is kialakult határozott LPO, viszont a foliációra merőleges metszeten történt elbillenés alapján feltehetőleg ez nem egy, hanem két (vagy több) deformációs esemény hatására alakult ki, ahol a feszültségmező irányítottsága csak kevésbé változott.

110. sz. minta; a Csanyik-völgyhöz vezető műút útbevágásából: Az igen finomkristályos tűzköves mészkőben mindhárom metszeten nagyon gyenge intenzitás-változást észleltünk, a minta LPO-ja szinte izotróp. Ugyanakkor mindegyik



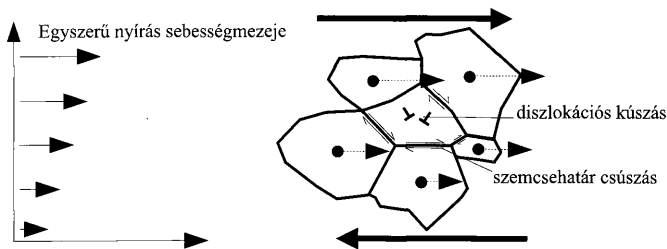
7. ábra. Inverz pólusábrák a minták  $S_0$  metszeteiről. Az árnyalt területek az 1-nél magasabb relatív intenzitást jelölik. A mintanév alatt a maximális érték és az ahhoz tartozó rácscíket emeltük ki

Fig. 7 Inverse pole figures of sections parallel to foliation and parallel to lineation of the examined samples. Areas of relative intensities above 1.0 are shaded. Under the sample name the maximum value and its plane are indicated



8. ábra. Inverz pólusábrák egy korai fázisú redőforgó mintájáról az Oroszkút-völgyből. A felületek egymásra kölcsönösen merőlegesek, de ezt makroszkópos irányhoz nem lehetett kötni. Az árnyalt területek az 1-nél magasabb relatív intenzitást jelölik. A mintanév alatt a maximális értéket és az ahhoz tartozó rácscíket emeltük ki

Fig. 8 Inverse pole figures of a sample from an early phase fold hinge zone from at the Oroszkút Valley. Sections are mutually perpendicular, however their orientation cannot be connected to macroscopic structures. Areas of relative intensities above 1.0 are shaded. Under the sample name the maximum value and its plane are indicated



9. ábra. Egyszerű nyírás sebességmezője és a szemcsehatár csúszással és diszlokációs kúszással deformált szemcsehalmoz modellje. A sebességmező a közepén lévő szemcsé forgását okozza. CASEY et al. (1998) nyomán

Fig. 9 Simple shear flow field and the model of some grains deformed by dislocation creep and grain boundary sliding. The velocity field exerts a turning effect of the central grain. After CASEY et al. (1998)

metszeten igen gyengén a 114. minta azonos metszeteinek trendjét mutatja. A kőzet szövete határozott foliációt és lineációt mutatott, az igen finomszemű (7–8  $\mu\text{m}$ ) mátrix szemcséinek határfelületei hullámosak. Ezek alapján e mintában nem találtunk határozott LPO-t, a deformáció itt még főként diffúzió által valósult meg. Viszont a 114. mintában megjelenő trendek következetes követése „kicsiben” indokolható azzal, hogy gyenge LPO már diffúziós átrendeződés során is kialakulhat (LEISS & ULLEMEYER 1999, p. 267.).

108. sz. minta; tűzköves mészkő a Vesszősi erdőgazdasági úton a serpentin-kanyarhoz közel: A pólusábrák igen összetett képet mutatnak. A  $S_{\perp L} \parallel$  metszeten a jelentős maximum (1,91) a c (006) síknál található. A  $S_{\perp L} \perp$  metszeten ismét a c (006) síknál egy igen erős (3,01) maximum jelentkezik, a  $S \parallel$  metszet viszont gyakorlatilag izotróp. Ehhez hasonló ábrákkal egy esetben sem találkoztunk, egyetlen másik minta sem adott a két foliációra merőleges metszeten erőteljes c (006) maximumot egyszerre. E vesszősi mintában ezek alapján a szemcsék többségében a c-tengely a  $S_{\perp L} \parallel$  vagy a  $S_{\perp L} \perp$  metszetre merőleges, ami csak úgy lehet, ha a  $S \parallel$  metszettel párhuzamos. Ez is egy a tengely szerint rendezett szövethez közelít, hasonlóan a 106.; 109.; 111. sz. mintákhoz, viszont itt a c-tengelyek a foliáció síkjába rendeződtek. E vesszősi mintában találtunk két, egymással 70–80°-os szöget bezáró, képlékeny deformációval kialakult palás-ságot, így az a tengely szerint rendezett szövet itt két deformációs fázis szuperpozícióját jelezheti.

### Összefoglalás

Az SPO, szemcsemorfológia és LPO vizsgálatok összessége alapján a következő szövetfejlődési állomásokat tudtuk meghatározni, melyek a korai deformációs fázisához kapcsolódnak:

1. A korai fázis során az alacsonyabb rendű redőforgókban a redukált feszültség értéke igen alacsony volt, de a nyírófeszültség egyes irányokban elérhette a 20 MPa értéket, mivel a nagyméretű kristályok e mintákban is tartalmaztak nyomási ikreket. A szövetben ugyanakkor sem SPO, sem LPO nem alakult ki, a szemcsehatárok hullámosak, egyenetlenek, az átlagos szemcseméret a  $15 \mu\text{m}$ -t nem haladja meg. A kőzetben még jól megmaradtak az eredeti üledékes és diagenetikus szövetelemek, a sztílitok több irányban, esetenként ívelt felületek mentén osztják meg a kőzetet.

2. A redőszárnyakon határozott SPO jellemzi a mészköveket, mely a foliációra merőleges metszeten jelentkezik. A  $S_{\perp L} \parallel$  metszeten a mátrix SPO-ja igen erős, a  $S_{\perp L \perp}$  metszeten rendre gyengébb, ezt kvantitatív módszerrel is ki tudtuk mutatni. A  $S_{\perp L \perp}$  metszetek alapján a mikritből kifejlődött mátrix irányítottsága a szemcsemérettel együtt növekszik.

– A  $d \sim 10 \mu\text{m}$  alatti szemcseméretű mátrix szemcséi hullámos határfelületekkel rendelkeznek. Ilyen kőzetben (pl. 110. sz. minta) csak nagyon halvány LPO mutatkozott. E mátrix alakváltozási mechanizmusában a diffúzió dominált.

– A nagyobb szemcseméretű mátrixban ( $d \sim 15\text{--}25 \mu\text{m}$ ) a poligonális szemcsehatárok gyakorisága megnő, nem ritkán határozottan sík határu szemcsék uralják a mátrixot (pl. 1139. sz. minta, I. tábla 4. fotó), amihez erős SPO is társul. Ilyen mintákban az inverz pólusábrákon (vesszősi minták, 1058., 108. sz.) már magas relatív intenzitás-különbségeket kaptunk, egyik esetben határozott LPO-t. Így ez a mátrix már lehet dinamikus átkristályosodási termék.

3. A  $d > 80\text{--}100 \mu\text{m}$  méretű premetamorf kalcitkristályok a redőszárnyak mintáiban erősen ikresedtek. A foliációval nagy szöget bezáró ikrek utólag elnyíródtak és átkristályosodtak, a foliációval kis szöget bezáró ikrek pedig a foliáció síkjához simulva meggyűrődtek. Ezek arra utalnak, hogy a nagyméretű szemcsékben a főpalásságot okozó korai deformációs fázis során már diszlokációs átrendeződés lépett fel.

4. A nyírási alakváltozás intenzitását mutatja a redőszárnyakban, hogy a nagyméretű kristályok illeszkedésénél milyen vastag dinamikus átkristályosodott zóna alakult ki. Kismértékű alakváltozásnál ( $\gamma \sim 1\text{--}2$ ) ez néhány szemcséből áll, intenzív nyírásnál ( $\gamma \geq 5$ ) viszont dinamikus átkristályosodott, enyhén irányított,  $d \sim 20\text{--}30 \mu\text{m}$  szemcseméretű pátitsáv övezi az ikresedett nagyméretű kristályokat (pl. I. tábla 3. fotó). E sávokban a szemcsehatárok többnyire kisimultak, a SPO alacsony. Ezekkel megegyező megjelenésű szemcsehalmazok alkotják helyenként a teljes szövetet (pl. Fehérkői Mészkő középső rétegei). Az ilyen szövetű minták inverz pólusábráiból (106; 109; 111. minták) a tengely szerint rendezett LPO-ra következtethetünk, amit a dinamikus átkristályosodás és szemcsehatár-csúszás együttes, vagy egymás utáni megjelenésével lehet magyarázni.

5. Egyes nyírási zónákban valódi milonit képződött, mely egyértelmű és határozott c tengely szerint rendezett LPO-t mutat. Itt a dinamikus átkristályosodott mátrix hullámos szemcsehatárokkal és közepes SPO-val rendelkezik, ami szemcsehatár-migrációra utal. A nagyméretű kristályok teljesen szétnyíródtak.

E megállapításokat az alakváltozási mechanizmus térképekkel összevetve a korai fázis során – figyelembe véve azt, hogy a hőmérséklet  $200\text{--}300 \text{ }^\circ\text{C}$  lehetett – maximálisan kb. 200 MPa redukált feszültség léphetett fel. Ez a finomkristályos ( $d < 10 \mu\text{m}$ ) kalcithalmazban még nem, a durvaszemcsés ( $d > 80 \mu\text{m}$ ) halmazban viszont már biztosan okozhatott diszlokációs átrendeződést. A nyírófeszültség

maximális értéke így kb. 100 MPa. Ehhez közeli érték a nyírási zónákra lehet jellemző, ahol a mészkő szinte teljes anyagának dinamikus átkristályosodása során milonit képződött. A redőszárnyakon ennél kisebb feszültség hatott, ami a durvaszemcsés halmazban ikresedést, az ikrek deformációját, dinamikus átkristályosodást és szemcsehatár-csúszást okozott, a finomkristályos mátrixban viszont csak diffúziós átrendeződést. A redukált feszültség értéke a redőforgóban is elérhette a 40 MPa-t, ami a nagyméretű szemcsék ikresedését okozta.

A bükkszentkereszti törés mentén a következő deformációs fázis is okozott gyenge képlékeny alakváltozást, ami a szöveti képből látszik, és ennek során az LPO is megváltozhatott.

### Köszönetnyilvánítás

A tanulmány elkészítéséhez az OTKA T 37619 és OTKA T 43397 pályázatokból kaptunk segítséget. Köszönet illeti egyetemi kollégáinkat: SÓLYOM Jenőt (Fémteni Tanszék) a röntgendiffrakciós felvételek elkészítéséért és a kiértékeléshez nyújtott segítségért, KOVÁCS Árpádot (Fémteni Tanszék) az elektronmikroszkópos vizsgálatokért, NAGY Gyulát (Mechanikai Technológiai Tanszék) az értelmezésben nyújtott segítségért. Köszönjük a lektorok – CSONTOS László és KOROKNAY Balázs – segítőkész bírálatát és tanácsait.

### Függelék – az irányítottsági index mérésének ismertetése

A digitális képelemzési módszerrel lehetőség nyílt egy optikai mikroszkóppal felvett szövatképen az egyes szemcsemetszetek alakú anizometriáját jellemző „ekvivalens ellipszis” kis- és nagytengelyének meghatározására. Az ekvivalens ellipszis területe megegyezik a szemcsemetszet területével, és nagytengelye megegyezik a szemcsemetszet köré írható kör átmérőjével (szemcsemetszet hossztengelelyével). Az ekvivalens ellipszis tengelyeinek méretei egyszerűen megadhatók a szemcsemetszet területének és hossztengelelyének ismeretében, ezen adatokat a képelemző program a mérés végeredményeként szolgáltatja. Ezen kívül a programtól kértük a hossztengelelyek és a szövatképi függőleges irány által bezárt szög értékét is, 15°-ként átlagolva.

Ezen adatok felhasználásával a teljes szövatkép SPO-jának meghatározására egy olyan irányítottsági indexet számítottunk, amely jellemzi a szemcsealaki anizometriát és a hossztengelelyek szerinti irányeloszlását is. Ehhez a

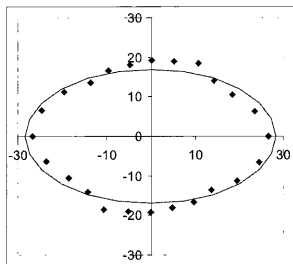
$$L(\varphi) = (a(\varphi) \cdot \bar{b}(\varphi)) \quad (\varphi = 0; 15; \dots; 165^\circ)$$

függvényt használtuk, ahol  $\bar{a}(\varphi)$  és  $\bar{b}(\varphi)$  azon ekvivalens ellipszisek nagytengelyeinek, illetve kistengelyeinek átlagértéke, melyeknél a nagytengely  $\varphi$  szöget zár be a függőleges iránnyal. Az  $L(\varphi)$  függvény szerint polárkoordinátákkal megadott pontokra RÉTI & CZINEGE (1987) szerint a legkisebb négyzetek módszerével illeszthető egy ellipszis, melynek nagy- és kistengelye ( $e_a$  és  $e_b$ ), valamint az ebből számított  $g$  érték a szöveti anizotrópia jelzőszámai.

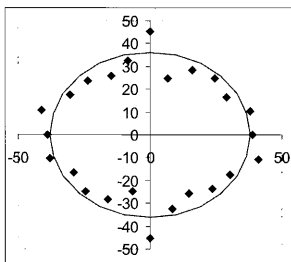
$$\left[ g = 1 - \left( \frac{ea}{eb} \right)^2 \right]$$

A 10. ábra az  $L(\varphi)$  értékeit (pontok) és a rájuk illeszkedő ellipszist (vonal) szemlélteti egy erősen és egy gyengén irányított minta esetében.

10. ábra. Egy SPO szerint erősen és egy gyengén irányított mátrix anizometriaellipszise az általunk alkalmazott módszer szerint



832. sz. minta  $s_1 L_H$  metszet sample no. 832. section  $s_1 L_H$   
 $ea=28,30 \mu\text{m}$ ,  $eb=16,94 \mu\text{m}$ ,  $g=0,801$



111. sz. minta  $s_1 L_H$  metszet sample no. 111. section  $s_1 L_H$   
 $ea=38,07 \mu\text{m}$ ,  $eb=36,18 \mu\text{m}$ ,  $g=0,311$

Fig. 10 Results of two SPO measurements (left chart: strong, right chart: weak) according to our method used in this study. The  $g$  values indicate the intensity of SPO. Dots are the values of angular distribution of the  $L(f)$  function, the elliptical line is the best fit ellipse using the least square method

## Irodalom –References

- ÁRKAI, P. 1973: Pumpellyite-prehnite-quartz facies Alpine metamorphism in the Middle Triassic volcanogenic-sedimentary sequences of the Bükk Mountains, NE Hungary. – *Acta Geologica Hung.* 17/1–3, 67–83.
- ÁRKAI, P. 1983: Very low- and low grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium. – *Acta Geologica Hung.* 26/1–2, 83–101.
- BADERTSCHER, N. P. & BURKHARD, M. 2001: Brittle-ductile deformation in the Glarus thrust Lochseiten (LK) calc-mylonite. – *Terra Nova* 12, 281–289.
- BALOGH K. (ed.) 1991: Szedimentológia I. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 491 p.
- BATHURST, R. G. 1971: Carbonate sediments and their diagenesis. – Elsevier, Amsterdam, 620 p.
- BESTMANN, M. & PRIOR D. J. 2003: Intragranular dynamic recrystallization in naturally deformed calcite marble: diffusion accommodated grain boundary sliding as a result of subgrain rotation recrystallization. – *J. Struct. Geol.* 25, 1597–1613.
- 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, 351–368.
- CASEY, M., KUNZE, K. & OLGAARD, D. L. 1998: Texture of Solnhofen limestone deformed to high strains in torsion. – *J. Struct. Geol.* 20 (2/3), 255–267.
- CSONTOS L. 1999: A Bükk hegység szerkezetének főbb vonásai. – *Földtani Közlöny* 129/4, 611–651.
- DE BESSER, J. H. P. & SPIERS, C. J. 1997: Strength characteristics of the  $r$ ,  $f$  and  $c$  slip systems in calcite. – *Tectonophysics* 272, 1–23.
- DUNKL I., ÁRKAI P., BALOGH Kad., CSONTOS L. & NAGY G. 1994: A hőtörténet modellezése fission track adatok felhasználásával – a Bükk hegység kiemelkedéstörténete. – *Földtani Közlöny* 124/1, 1–24.



- EVANS, M. A., LEWCHUK, M. T. & ELMORE, R. D. 2003: Strain partitioning of deformation mechanisms in limestones: examining the relationship of strain and anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). – *J. Struct. Geol.* **25**, 1525–1549.
- GROSHONG, R. H., PEIFFNER, O. A. & PRINGLE, L. R. 1984: Strain partitioning in the Helvetic thrust belt of Eastern Switzerland from the leading edge to the internal zone. – *J. Struct. Geol.* **6**, 5–18.
- KOVÁCS, S. 1986: Conodonta biosztratigráfiai és mikrofációs viysgálatok a udabányai-hegység ÉK-i részén. – *MÁFI Évi Jel.* **1984**, 193–244.
- KOVÁCS S. & ÁRKAI P. 1989: A Conodonta és mészkő-szöveti elváltozások jelentősége a diagenezis és a regionális dinamotermális metamorfózis hatásának felismerésében, Aggtelek–Rudabányai-hegységi példák alapján. – *MÁFI Évi Jel.* **1987**, 215–235.
- LEISS, B. & ULLEMEYER, K. 1999: Texture characterisation of carbonate rocks and some implications for the modelling of physical anisotropies, derived from idealized texture types. – *Z. dt. geol. Ges.* **150/2**, 259–274.
- LELKES-FELVÁRI, Gy., ÁRKAI, P. & SASSI, F. P. 1996: Main features of the regional metamorphic events in Hungary: a review. – *Geol. Carpathica* **74/4**, 257–270.
- MÁDAI F. 1995: Deformációs jelenségek vizsgálata kelet-bükk karbonátközetek ásványzemcséiben. – *Földtani Közöny* **125/1–2**, 67–88.
- PELIKÁN P. 1999: A Felsőtárkány–7. fúrás (Bükk hg.) és környezetének triász-jura képződményei. – *Földtani közöny* **129/4**, 593–609.
- PEIFFNER, O. A. 1982: Deformation mechanisms and flow regimes in limestones from the Helvetic zone of the Swiss Alps. – *J. Struct. Geol.* **4**, 429–442.
- PIER, M., BURLINI, L., KUNZE, K., STRETTON, I. & OLGAARD, D.L. 2001: Rheological and microstructural evolution of Carrara marble with high shear strain: results from high temperature torsion experiments. – *J. Struct. Geol.* **23**, 1393–1413.
- RÉTI, T. & CZINEGE, I. 1987: Simple computerised methods for evaluation of orientation in digitised microscopic images. – *Acta Stereologica* **6/III**, 579–584.
- RUTTER, E. H. 1974: The influence of temperature, strain rate and interstitial water in the experimental deformation of calcite rocks. – *Tectonophysics* **22**, 311–334.
- SCHMID, S. M., BOLAND, J. N. & PATERSON, M. S. 1977: Superplastic flow in fine grained limestone. – *Tectonophysics* **43**, 257–291.
- SIMIGIAN, S. & STARKEY, J. 1986: Automated grain shape analysis. – *J. Struct. Geol.* **8**, 589–592.
- TURNER, F. J., GRIGGS, D. T. & HEARD, H. C. 1954: Experimental deformation of calcite crystals. – *Geol. Soc. Am. Bull.* **65**, 883–934.
- VELLEDITS F. 1999: Anisusi szárazföldi üledékek az észak-bükk rétegsorokban (Az Alsó-Sebesvízi alapszelvény anisusi-ladini rétegei és a Miskolc–10. fúrás=Zsófiatorony). – *Földtani Közöny* **129/3**, 327–262.
- VELLEDITS F. 2000: A Berva-völgytől a Hór-völgyig terjedő terület fejlődéstörténete a középső-felső-triászban. – *Földtani Közöny* **130/1**, 47–94.

Kézirat beérkezett: 2002. 05. 30.

## Táblamagyarázatok – Explanation of Plates

### I. tábla – Plate I

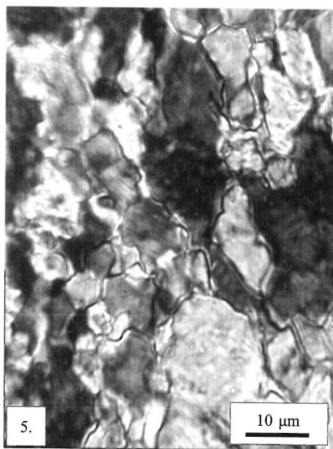
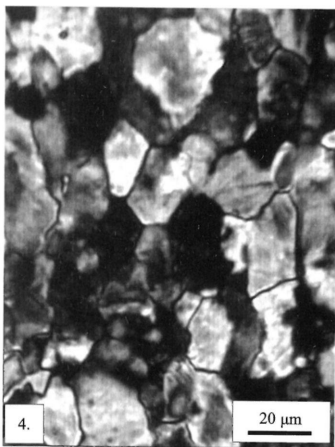
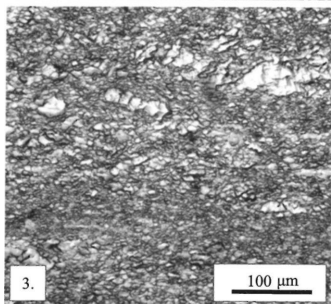
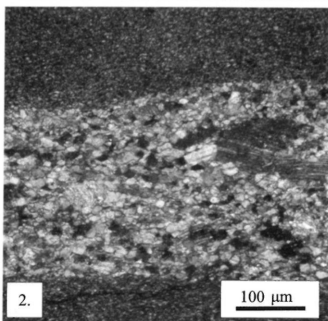
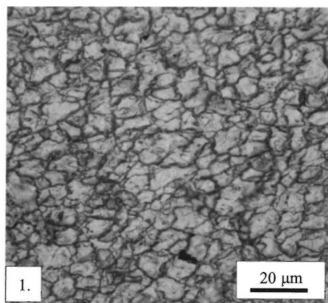
- Redőforgóból származó mészkő mikrokristályos mátrixa: szemcsealaki irányítottág nélküli szövet, közel izometrikus szemcsék egyenetlen szemcsehatárokkal. 383. sz. minta, Felsőtárkányi Mészkő F.; Oroszkút-völgy. N:300×, párhuzamos nikolok  
*Fine grained matrix of a limestone from an early phase fold hinge: the texture lacks of shape preferred orientation, the nearly isometrical grains have curved boundaries. Sample no. 383., Felsőtárkányi Limestone Fm., Oroszkút Valley. M:300×, parallel nicols*
- 30–40 μm méretű, közel izometrikus szemcsékből álló, alacsony SPO-jú kalcitalmaz sávja a mikrokristályos, irányított szövetű mátrixban. 1101. sz. minta, Ablakoskövölgyi F, Lencsésforrás alatt a műút mentén. N: 50×, keresztezett nikolok

- Band of coarser grained (30–40 μm), nearly isometrical calcite crystals within the fine grained matrix with definite SPO. Sample no. 1101. Ablakoskővölgy Fm., near the Lencsés spring along the road. M: 50×, crossed nicols*
- Milonitos szövétű mészkő. 114. sz. minta, Bükkfennsíki Mészkő F, kisgyőri kőfejtő. N:40×, párhuzamos nikolok  
*Limestone milonite. Sample no.114, Bükkfennsík Limestone Fm., quarry at Kisgyőr. M:40×, parallel nicols*
  - Kisimult szemcsehatárokkal rendelkező, irányított szövétű mikrokristályos mátrix. 1139. sz. minta, Ablakoskővölgy F, a Hámori tó oldalában a műút mentén. Ultravékony csiszolat, N: 300 ×, keresztezett nikolok  
*Microcrystalline matrix characterised by plain grain boundaries and definite SPO. Sample no. 1139, Ablakoskővölgy Fm., along the road at the Hámor lake. Ultrathin section, M: 300 ×, crossed nicols*
  - Egyetlen szemcsehatárokkal rendelkező, irányított szövétű mátrix. 824. sz. minta, Felsőtárkányi Mészkő F; a Tűzköves oldalában az erdőgazdasági út mentén. Ultravékony csiszolat, N: 600 ×, keresztezett nikolok  
*Limestone matrix with curved grain boundaries and definite SPO. Sample no. 824, Felsőtárkány Limestone Fm., on the slope of the Tűzköves along the forestry road. Ultrathin section, M: 600 ×, crossed nicols*

## II. tábla – Plate II

- Enyhén ívelt (jobb alsó és felső szemcse), illetve másodlagosan ikresedett (bal felső) kristályok, melyek változó szélességű aprószemű, átkristályosodott sávval illeszkednek. 762. sz. minta, Fehérkői Mészkő F; Gulicskától Ny-ra, N:80×, keresztezett nikolok  
*Slightly bent (upper right and lower right) twinned crystals and appearance of the second twin generation in the upper left crystal rimmed by fine-grained crystals formed by recrystallization. Sample no. 762., Fehérkő Limestone Fm., west from the Gulicska. M: 80×, crossed nicols*
- Erősen irányított szövétű mikrokristályos mátrix a Vesszősi Formáció tűzköves mészkövéből (108. sz. minta, a vesszősi erdőgazdasági úton a szerpentin kanyarhoz közel). A kép hosszabbik oldalával párhuzamos erős szöveti irányítottságra közel merőlegesen a kép jobb 2/3-nál látható a következő deformációs fázis által okozott krenulációs palásság, mely itt lokális képlékeny alakváltozással járt. N: 180×, párhuzamos nikolok  
*Microcrystalline matrix with strong SPO of the cherty limestone of the Vesszős Formation. A secondary, crenulation foliation appears on the right 2/3 of the picture crossing by high angle the foliation. Sample no 108, along the forestry road to the Vesszős valley. M: 180×, parallel nicols*
- Nagyméretű, ikresedett kalcitkristályok illeszkedési zónájában dinamikus átkristályosodással kialakult finomkristályos kalcit halmaz. 1161. sz. minta, Ablakoskővölgyi formáció, Felső-hámor feletti műút útbevágása. N:100×, párhuzamos nikolok  
*Dynamically recrystallized small grains rimming large, twinned calcite crystals. Sample no. 1161., Ablakoskővölgy Fm., Road cut at Felső-hámor. M: 100×, parallel nicols*
- Ikertag helyén szubszemcse forgással képződött kalcitszemcse. 1161. sz. minta, Ablakoskővölgyi formáció, Felső-hámor feletti műút útbevágása. N:600×, párhuzamos nikolok  
*Calcite grain formed by subgrain rotation from a twin. Sample no. 1161. Ablakoskővölgy Fm., Road cut at Felső-hámor. M: 600×, parallel nicols*
- Lokálisan képlékeny alakváltozással járó krenulációs palásság megjelenése a Bükkfennsíki mészkőben. 533. sz. minta, Nagy-Som-hegy oldalában. N: 50×, párhuzamos nikolok  
*Appearance of crenulation foliation in the Bükkfennsík Limestone Fm., Sample no. 533, on the slope of the Nagy-Som hill. M: 50×, parallel nicols*

I. tábla – Plate I



## II. tábla – Plate II

