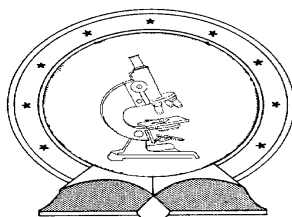


DE TTK



1949

A BÜKKIUM MORFOTEKTONIKÁJA

Egyetemi doktori (PhD) értekezés

McIntosh Richard William:
témavezető: Dr. Kozák Miklós



DEBRECENI EGYETEM
Természettudományi Doktori Tanács
Földtudományok Doktori Iskola
Debrecen, 2014

Ezen értekezést a Debreceni Egyetem Természettudományi Doktori Tanács Földtudományok Doktori Iskola Lito- és hidroszféra természetes és antropogén folyamatai keretében készítettem a Debreceni Egyetem természettudományi doktori (PhD) fokozatának elnyerése céljából.

Debrecen, 2014. április 30.

a jelölt aláírása

Tanúsítom, hogy McIntosh Richard William doktorjelölt 2008-2011. között a fent megnevezett Doktori Iskola Lito- és hidroszféra természetes és antropogén folyamatai programjának keretében irányításommal végezte munkáját. Az értekezésben foglalt eredményekhez a jelölt önálló alkotó tevékenységével meghatározóan hozzájárult. Az értekezés elfogadását javasolom.

Debrecen, 2014. április 28.

a témavezető aláírása

A BÜKKIUM MORFOTEKTONIKÁJA

Értekezés a doktori (Ph.D.) fokozat megszerzése érdekében
a földtudomány tudományágban

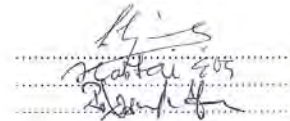
Írta: McIntosh Richard William okleveles geográfus, angol-magyar szakfordító

Készült a Debreceni Egyetem TEK TTK Földtudományok doktori iskolája
(A litó- és hidroszféra természetes és antropogén folyamatai programja) keretében

Témavezető: Dr. Kozák Miklós

A doktori szigorlati bizottság:

elnök: Dr. Lóki József.....
tagok: Dr. Hartai Éva.....
Dr. Rózsa Péter.....



A doktori szigorlat időpontja: 2012. június 28.

Az értekezés bírálói:

Dr.
Dr.
Dr.

A bírálóbizottság:

elnök: Dr.
tagok: Dr.
Dr.
Dr.
Dr.

Az értekezés védésének időpontja: 200.....

„Az Ő kezében vannak a földnek mélységei
és a hegyeknek magasságai is az övéi.
Az Ővé a tenger, mivel Ő alkotta
és a szárazföldet is az Ő kezei formálták.”

95. zsoltár, 4-5. vers

A BÜKKIUM MORFOTEKTONIKÁJA

1. BEVEZETÉS, A TÉMAVÁLASZTÁS INDOKAI.....	1
1.1. Témaválasztás	1
1.2. A morfotektonika fogalma és alkalmazásai.....	2
2. A BÜKK KUTATÁSAINAK TÖRTÉNETI VÁZLATA	3
3. ALKALMAZOTT MÓDSZEREK.....	9
4. A TEKTOTÉKA MINT A REGIONÁLIS TEKTONIKAI ADATBÁZISÉPÍTÉS ALAPJA	11
5. A BÜKKIUM ÉS GÖMÖRIKUM KAPCSOLATA, AZ ALJZATKUTATÁS ÚJ IRÁNYAI.....	13
5.1. A Bükkium–Gömörikum rendszerének fogalmi vázlata.....	13
5.2. Bizonyítékok a Bükk aljzatának kettős arculatára.....	13
6. A SZERKEZETI SÁVSZELVÉNYBEN KIJELELT BÜKKI MINTATERÜLETEK VIZSGÁLATI EREDMÉNYEI	17
6.1. Bükkzsérc és környéke mérési körzet.....	19
6.2. Ökrös mérési körzet.....	24
6.3. Fekete-len mérési körzet	30
6.4. Bükk-fennsík mérési körzet	37
6.5. Rónabükk – Gerenna-vár mérési körzet	48
6.6. Szilvásvárad mérési körzet	57
7. EGYÉB KIEGÉSZÍTŐ MORFOTEKTONIKAI ELEMZÉSEK A BÜKKBEN ÉS ELŐTEREIN	68
7.1. Garadna-völgy Bánkúttól Lillafüredig	68
7.2. Bátor – Bélkő mérési körzet.....	80
7.3. Taró-völgy – Bán-völgy mérési körzet	82
7.4. Mária-forrás – Szalacsi-kő mérési körzet.....	84
7.5. Barátság-kert – Farkas-gödör mérési körzet	88
7.6. Hollóstetőtől a Majláthig.....	92
7.7. Bükk-szentkereszt – Tatár-árok	103
7.8. Miskolctapolca – Avas mérési körzet.....	112
7.9. Kisgyőr körzet.....	118
8. ÖSSZEHASONLÍTÓ MIKRO- ÉS MORFOTEKTONIKAI VIZSGÁLATOK EGYÉB HAZAI TERÜLETEKEN	120
8.1. Budai-hegység	120
8.2. Alföldi aljzat.....	121
8.3. Mecsek-hegység.....	124

9. A BÜKKI MORFOGENETIKA SZERKEZETFÖLDTANI JELLEMZŐI...	133
9.1. Lilla-barlang	133
9.2. Büdös-pest barlang	135
9.3. Kecske-lyuk	135
9.4. Bányász-barlang	136
9.5. Összefoglalás	136
10. ÖSSZEFOGLALÁS	138
10.1 Bevezetés	138
10.2 Anyag és módszer	138
10.3. Eredmények	138

1. BEVEZETÉS, A TÉMAVÁLASZTÁS INDOKAI

1.1. Témaválasztás

Az elmúlt közel 150 év alatt több 100 olyan szakmunka született, amely a Bükk hegység és előterei földtanával foglalkozik. A korai tanulmányok érthető módon kerültek a bonyolult felépítésű terület szerkezeti rekonstrukcióját, szemben a legutóbbi három évtizeddel, amikor viszont éppen a szerkezetfejlődést értelmező tanulmányok száma és jelentősége növekedett meg. Hallgatóként lehetőségem volt bekapcsolódni a Debreceni Egyetem Ásvány- és Földtani Tanszéke, valamint a Magyar Állami Földtani Intézet (jelenleg Magyar Földtani és Geofizikai Intézet) közötti intézményközi szerződés keretében az 1990-es évek második felében, valamint a 2000-es évek első felében végzett 1:25000-es reambuláló földtani térképezésbe a Bükkhát területén. A rutin térképezési munkálatok mellett feladatomból volt szerkezeti jelenségek észlelése a dombság fiatal miocén képződményein, valamint a bükki alaphegység dombsággal határos formációin. E mellett több olyan regionális kutatási programban vettem részt a Bükkium, valamint ÉK- és K-Magyarország területén, amelyekben főként szerkezetföldtani feladatokat kellett megoldanom (KOZÁK et al. 2003, KOZÁK et al. 2011, PÜSPÖKI et al. 2012)

A térképezési tapasztalatok, valamint a szerkezetföldtani célvizsgálatok a Tardonai-dombság területén rávilágítottak a Bükk hegység szerkezetföldtani fejlődését magyarázó modellek ellentmondásaira, kérdéses pontjaira. Olyan kérdések és problémák is felvetődtek, amelyek megválaszolása, illetve feloldása a jelenlegi modellekkel nehézségekbe ütközik. E vitapontok tisztázása, a szerkezetföldtani fejlődést rekonstruáló modellek finomítása, továbbgondolása, valamint esetlegesen alternatív modell kidolgozása érdekében szerkezetföldtani vizsgálatainkat kiterjesztettük a bükki alaphegység területére, majd kissé kényszerűen a Pannon-medence más szerkezeti egységeire is az általánosíthatóság érdekében.

Mint a kutatástörténeti fejezetben látni fogjuk, a Bükkkel és a tágabb környék szerkezetföldtani felépítésével, tektonikai fejlődésével foglalkozó modellek kezdetben hiányosak és átfogóak voltak, később finomodtak és korszerűsödtek, de az alapproblémák jelentős része máig sem lezárt. Mindez természetes velejárója a tudományos igényű kutatásnak, különösen olyan bonyolult és egyedi szerkezetű és fejlődésű régióban, mint a Pannon-medence. A különböző korokból átöröklött képződmények, jelenségek keveredése, átfedődése, erőteljes és többirányú deformációja is nehezíti a kérdések megválaszolását. A Bükk hegység számos tekintetben egyedi jelenségek hordozója és nem ültethető rá formális sémák, gyakran eseti vizsgálatot és értelmezést kíván.

E tanulmányban az elmúlt évtizedekben kialakult közelítési módot és szerkezeti értelmezést megpróbáltam kiterjeszteni a hagyományostól eltérő irányokba. Ilyen a pontszerű, a sávszerű és a területi észlelések rendszerbe kapcsolása, a megbízhatóság érdekében megnövelt mérésszám, valamint a regionális kapcsolatok többszintű és egyidejűleg többfajta léptékű elemzése. Az észleléseket és értékeléseket igyekeztem a morfortektonika irányába levont következtetésekkel gazdagítani.

1.2. A morfotektonika fogalma és alkalmazásai

A földtani felépítés és a domborzat, a szerkezet és a felszínformák kapcsolatának együttes vizsgálata, mind a geológia, mind a geomorfológia hagyományos vizsgálati témája (GERASIMOV 1946, BIROT 1958, TWIDALE 1971). Az utóbbi évtizedekben – más határterületi kutatásokhoz hasonlóan – egyre inkább az érdeklődés központjába kerültek ezek a kölcsönös előnyöket jelentő, több szempontú un. kapcsolt vizsgálatok.

Már korábban is számos kutató nyomozta a felszínformák fejlődésének tektonikai okait. A legsikeresebbek (pl.: SCHEIDEGGER 2001) a tektonika kőzetmechanikai hátterének elemzésén keresztül jutottak el a morfogenetikáig. Ennek hatására jelentek meg a „morfotektonika” és „morfoneotektonika” kifejezések a szakirodalomban (SCHEIDEGGER 1980, LANZHOU – SCHEIDEGGER 1981, SCHEIDEGGER 1998). Ezek, egyéb cikkekkel együtt (DELCAILLAU et. al. 1998, BEAVIS 2000, SCHEIDEGGER 2002), részletesen elemzik a földtani képződmények szerkezete és megjelenési formája, domborzati vetülete közötti kapcsolatot. A legtöbb munka egyetért abban, hogy a közetszilárdság meghatározó az eróziós folyamatokban, s ezáltal nagymértékben befolyásolja a domborzat formálódását. Jóval kevesebb tanulmány helyezi azonban a hangsúlyt a tektonikai elemek (litoklázisok, vetők, gyűrődések) morfogenetikai – s ebben kitüntetetten az eróziós-denudációs – jelentőségének elemzésére.

A morfotektonikára vonatkozó értelmezésünk nagyrészt egyetért SCHEIDEGGER (2004) megfogalmazásával, aki „Morfotektonika” című, nagy hatású művében a vízrajzi elemek, folyóvölgyek, glaciális formák, magmás képződmények és tömegmozgások morfológiai szerkezetét hasonlítja össze a felszínen érzékelhető, vagy szeizmikus szelvényeken tanulmányozható törések csapásirányával, s így magyarázza a morfológiai formák kialakulását, elrendeződését. Felfogásom szerint e témakör még szélesebben kiterjeszthető a gyűrődésekre és a rétegtani sorrendiségre és fációsokra is.

A szerkezeti földtan és a morfogenetika szoros egymásrataltsága abból is következik, hogy a felszín ismétlődő feltagolódásait, a szintkülönbségek létrejöttét általában a szerkezeti mozgások okozzák. Ezzel meghatározzák egy-egy terület relatív és abszolút térbeli helyzetét, kitettségét, s ezeken keresztül nagyrészt a morfometriai adottságait és az eróziós potenciálját (KERTÉSZ 1974, KERÉNYI 1976), amelyek földtani képződményekre is vonatkoztathatók egy adott területen (KOZÁK 1979).

2. A BÜKK KUTATÁSAINAK TÖRTÉNETI VÁZLATA

A Bükk hegység korai földtani megismerése egyrészt a nyersanyag-kutatás és felhasználás, másrészt a polihisztor utazók időnként vázlatos, máskor részletekbe menő megfigyelései révén gyarapodott.

A Bükk jelentős részét felépítő mészkövek építőipari felhasználására már az Árpád-korból vannak bizonyítékok. A mészégetés és az üveghuták elterjedtek voltak a hegységben a teljes középkor idején (TÓTH 2007). Az első ipari felhasználásra azonban a 16. sz. közepén került sor. Az 1748-ban alapított óhutai (Bükkszentlászló) üveghuta (BALOGH 1964) nyersanyagának felkutatásához már részletes földtani vizsgálatokra volt szükség egy kisebb területen. A Bükkben, illetve az Upponyi-hegységben Fazola Henrik nevéhez fűződik a vasérctelepek felfedezése 1765 és 1769 között. Ezt követően 1776-tól sorra alakultak a vasércbányák a térségben. Szintén Fazola fedezte fel 1767 körül Felsőtárkány mellett a tetőfedő palát. Ipari feldolgozásra is alkalmas palát találtak még Kisgyőrben, Bükkszéren és Nagyvisnyón is. Az első palabányát 1788-ban nyitotta meg az egri érsekség Bükkszéren (HÁLA 2007). Koncz János 1801-ben ismerte fel Szarvaskő környékén a mangános vasércet, majd a következő évben a Gilitka-patak völgyében is talált hasonló telepet. 1762-ben rendelet írta elő Magyarországon a gyógyforrások vizének vizsgálatát, s a megyei főorvosok számára a megye területén található ásvány- és gyógyvizek felkutatását. Markhot Ferenc 1764-ben kelt munkája magas színvonalú tudományos értekezésben vizsgálja az egri hévíz gyógyászati alkalmazásának lehetőségét (LÉNÁRT 2003). Hasonló okból, de már nyomtatásban is megjelentetve értekezik DOMBI Sámuel (1766) az egri, a kácsi és a tapolcai hévizekről. Az egri hévforrásokat egyébként KORABINSZKY János Mátyás (1786) is megemlíti.

A nyersanyag-telepekhez kötődő földtani megismerés csupán egy-egy kisebb területre korlátozódott. Átfogó földtani képet a nagyobb léptékű megismerésre törekedő utazók adhattak a hegységről. Az egyik legkorábbi ilyen utazó Robert Townson volt, aki az ország első, nagyobb területet ábrázoló, színezett földtani térképét is elkészítette 1797-ben (TOWNSON 1797, KÁZMÉR 1999), igaz a Korabinszky féle térképi alapra készült földtani térkép csupán foltokban ábrázolta azokat a területeket, melyeket meglátogatott. A Bükknek csak a nyugati peremét érintette, s Eger vulkáni tufáiról elmélkedett. Bár a francia utazó, Francois Sulpice Beudant is csak a Bükk Ny-i, DNy-i részét látta 1818-ban, a számára elérhető adatok alapján igyekezett az egész hegységről képet adni. A részleges információk birtokában BEUDANT (1822) térképén a Bükk hegységet palás grauvakke szigetként ábrázolja, mely kiemelkedik a harmadidőszaki képződmények közül. Kitaibel Pál 1803-ban tett utazásakor feljegyzi, hogy Nagyvisnyón fedőpalát, Kisgyőrnél pedig homokkövet bányásznak.

A Bükk hegységet részletesen először a bécsi földtani intézet 1:144000-es méretarányú északnyugat-kárpáti földtani térképezése során tanulmányozták (STACHE – BÖCKH 1868, STACHE 1868). Ennek keretében először Heinrich Wolf térképezte részletesen a hegység belsejét, ahol karbon és triász mészköveket azonosított. A karbonon belül egy idősebb agyagpala-homokkő összetételt és egy fiatalabb mészkőbetelepülésekkel tagolt palasorozatot különböztet meg (WOLF 1859). BÖCKH János (1867) fiatalabb triásznak véli Wolf alsó-triász képződményeit, s ezzel kénytelen a Bükk-fennsík, valamint Déli-Bükk világos és sötét, tűzköves mészkövét még fiatalabbnak, jura korúnak tekinteni. Ő volt az első, aki felismerte az Upponyi-hegység

és a Bükk között található konglomerátum kréta korát, mely az egyetlen ilyen korú képződmény a régióban. Böckh és Stache eredményeire alapozva készítette el Franz von Hauer az Osztrák Magyar Monarchia földtani térképének, illetve magyarázójának Bükkre vonatkozó részeit. A kárpáti tektonikának első összefoglalója, Victor Uhlig is Böckh és Stache munkáira alapozva kísérelte meg a Bükk hegység szerkezeti helyzetének elemzését. Ennek során alapvetően csak a problémafelvetésig jutott el két ellentétes felfogás, röghegység (UHLIG 1903), illetve kárpáti takaró (UHLIG 1907) bizonyítékainak, ellenérveinek ismertetésével.

Vadász Elemér az Eger–Putnok közötti vasútvonal építésekor létesített friss feltárásokat vizsgálva karbon korúnak határozott meg agyagpalából gyűjtött ősmaradványokat (VADÁSZ 1909).

Id. Lóczy Lajos programja keretében 1910–1919 között végezték el a Bükk első részletes térképezését 1:25000-es méretarányban. A térképezés Id. Noszky Jenő felvételeivel kezdődött a Bükk DNy-i részén, ahol Sirok, Bükkszik és Egerbakta térségében karbon agyagpala, homokkő és mészkő összletet, valamint ezt áttörő bazisos vulkanitokat, illetve a Darnó-hegy ÉNy-i részén világos, mezozoós jellegű mészköveket azonosított (NOSZKY 1912, 1913).

A térképezés nagy részét azonban Schréter Zoltán végezte, szintén Eger környéki kiindulási ponttal. Számára is kézenfekvő volt a Déli-Bükk agyagpaláinak karbonba sorolása (SCHRÉTER 1913). Ugyanakkor megállapította, hogy Egertől északra a Böckh által jurának tekintett mészkő karbon agyagpalákkal váltakozik és a Bükk-fennsík hasonló mészköve konkordánsan települ erre az összletre. Ez alapján a Bükk-fennsík mészkövét is a karbonba sorolja. Fossziliákkal igazolja a Nekézseny melletti konglomerátum alsó-szenon korát (SCHRÉTER 1915). Felvételezési eredményei máig helytállóak a hegység keleti részén is (SCHRÉTER 1916, 1917), rendkívül részletes felvételei a modern térképezések számára is fontos alapul szolgáltak, igaz a rétegtani megállapításait többször megváltoztatta.

A rétegtani modell ellentmondásai miatt nem vállalkozott a hegység szerkezeti viszonyainak értékelésére. Annyit azonban megállapított, hogy az alaphegység gyűrt deformációt mutat, É-ről D-re pikkelyezett, illetve néhol takarós szerkezetű (SCHRÉTER 1916).

Ebben az időszakban KADIĆ Ottokár (1915) is paleozóos (devon illetve karbon) mészköveket, illetve palát azonosított Lillafüred környékén. Diabáz és porfír magmatitokkal jellemzett törések választják el a karbon mészkövet és palát a fiatalabb, jura mészkő és karbon pala váltakozásától.

A 20. század elején a karszthidrológiai és karsztmorfológiai megfigyelések is előrehaladtak (EMSZT 1912, SZINYEI-MERSE 1913, STRÖMPL 1914).

Az első részletes térképezés lezárultával a problémás kérdések inkább szaporodni látszottak, így az 1920-as, 1930-as évek alapvetően a részletekre koncentrálnak gyűjtő- és elmélyült kutatómunkáról szóltak (SCHRÉTER 1925).

RAKUSZ Gyula (1932) az újpaleozóos rétegek ősmaradványait vizsgálta újra, a nagyvisnyói mészkövet a permbe helyezve. Mennyiségileg azonban kétségkívül LEGÁNYI Ferenc végzi a legjelentősebb kövületgyűjtést. Négy és fél évtizedig (1912–1957 között) tartó gyűjtése nagyban hozzájárult a Bükk rétegtanának viszonylagos tisztázásához. Az ő gyűjteménye alapján vált világossá, hogy a bükki paleozóos

képződmények nagy része valójában triász korú (SCHRÉTER 1935), s a hegységben a triász képződmények dominálnak.

A szerkezeti viszonyokat tekintve PÁVAI-VAJNA Ferenc (1929) a lillafüredi hévízkutató fúrás kapcsán meredek pikkelysorozatot tételez fel Lillafüred mellett, amely a délebbi egységre egy É felé laposodó sík mentén feltolódott. Hasonló szemléletű szerkezeti rekonstrukciót vázolt BÖCKH et al. (1930) kézírata is, amelyben az É-i tektonikai egységet több D-i vergenciájú pikkelyre tagolta, s azonosította a szeletai rátolódást.

Az alaphegység magmás kőzeteinek vizsgálatát Szentpétery Zsigmond végezte az 1920-as és 1930-as években. Bár a metariolit és metaandezit kőzettani elemzése és leírása igen részletes és pontos (SZENTPÉTERY 1923, 1931, 1936) a kor kérdését nehezen tudta megoldani a vulkanitok környékének rétegtani bizonytalanságai miatt. A Szarvaskő környéki bázisos kőzetek vizsgálatai mutatják az összlet rendkívüli változatoságát (SZENTPÉTERY – EMSZT 1927, 1931, SZENTPÉTERY 1939).

Ifj. Lóczy Lajos amellet, hogy kijelentette, hogy a Bükk mezozoós képződményei variszkuszi alapon jöttek létre, a hegység D-i vergenciájú pikkelyeződését idősebb mezozoós mozgásokkal magyarázta (LÓCZY 1934, 1940). Rozlozsnik pedig a kainozoikumnál idősebb képződményeket a déli Alpok képződményeivel rokonnak tekinti (ROZLOZSNIK 1939). Ezzel szemben Telegdi Róth a Kárpátokhoz hasonló jellegűnek tekinti a Bükköt mind rétegtani, mind szerkezeti szempontból. E megállapítások mellett igazolja a Darnó-vonal áttolódásos jellegét (TELEGDI RÓTH 1951). A bükki alaphegység felszín alatti elterjedéséről fúrási adatok alapján nyújtott tájékoztatást SCHMIDT (1940) és MAJZON (1940), valamint geofizikai mérések alapján FEKETE (1936).

Elsősorban a rétegtani bizonytalanságok tették szükségessé a bükki alaphegység újratérképezését. Ezt több, legalább 4-5 szakaszban, hosszú megszakításokkal folytatták előbb 1937-től 1952-ig Schréter Zoltán vezetésével, majd Balogh Kálmán, Nagy Géza és Pelikán Pál irányításával egészen az ezredfordulóig.

A hegység DNy-i részén SCHRÉTER (1943a) pikkelyes szerkezetre következtetett. Hasonlóan tektonikus pikkelynek tartotta az Upponyi-hegység DK-oldalán, a szenon konglomerátum területén lévő triász mészkőrögöket (SCHRÉTER 1945). Ezentúl hangsúlyozta az Upponyi-hegység és a Bükk hegység képződményeinek ellentétes irányítottságát és a Bükk gyűrődéseinek fő képződési időszakát kora és középső krétának tartotta. Véleménye szerint a Nekézsenytől D-re lévő bükki képződmények feltolódása a kréta konglomerátumra a szenon után történt. A reambuláció összefoglalását SCHRÉTER (1943b) jóval a térképezés lezárulta előtt kénytelen volt megadni. Ebben a 75000-es méretarányú földtani térkép és szelvény mellett újdonság volt a szarvaskői bázisos képződmények kialakulásának a kréta hegységképződéshez való kapcsolása. Schréter azt is fölvetette, hogy a már kialakult variszkuszi szerkezeti elemek teljesen beleolvadtak a kréta korú, D felé átbuktatott redők és pikkelyek rendszerébe. Nagyszerkezetileg a Bükköt inkább a Kárpátokhoz, mint a Magyar Középhegységhez tartozónak tekintette.

A Bükk hegység második reambuláló földtani térképezését Balogh Kálmán kezdeményezte 1950-ben, s az eredményeket a monográfiájában foglalta össze (BALOGH 1964). A reambulációt elsősorban a Keleti-Bükkben és a Déli-Bükkben található szürke palaösszletek összehasonlításának, majd korrelációjának

szükségességével indokolta. A térképezés a Bükk K-i részén kezdődött, s Hámor–Lillafüred környékén BALOGH (1950, 1951) egy nagyméretű, D felé átbuktatott antiklinálist ismert fel. A Keleti-Bükk „eruptívumainak” nagy részét PANTÓ (1951) a középső-triászba helyezte, kivételt képezett a bükkszentkereszti kvarcporfir, melyet kréta képződménynek gondolt, viszont 1961-ben ezeket is a ladini emeletbe sorolta (PANTÓ 1961). A Déli-Bükk palasorozatát a Lillafüred–Hámor közötti palákkal párhuzamosítani lehetett a Déli-Bükk palái közé települt mészkőpadok ladini koralljai alapján. Így olyan D felé átbuktatott izoklinális redők sorozata vázolható, amelyekben a palák az antiklinálisok, a mészkővonulatok pedig a szinklinálisok tengelyeit jelzik (BALOGH 1964). Ilyen szerkezeteket azonosított KILÉNYI (1954) is Felsőtárkány környékén. Schréter Zoltán saját reambulációja befejeztével a Bükk É-i részén nagyrészt elfogadja Balogh Kálmán rétegtani beosztását (SCHRÉTER 1952, 1954), bár a Déli-Bükk részletesebb elemzését nem fejtí ki. A Bükk mozgásának fő szakaszát az ausztriai fázis (kora kréta) idejére teszi, míg az ÉNy-i rátolódásokat a larámi (késő kréta) és a szávai (kora eocén) fázisokhoz kapcsolja.

SZEBÉNYI (1951) harántpalásságot azonosít a dél-bükki agyagpalában, amelyet BALOGH (1964) leírása szerint először Rozlozsnik Pál ismert fel Kisgyőr környékén, de a kéziratot szelvényéhez tartozó leírás elveszett. Mivel a palák nem utaltak átbuktatott helyzetre, SZEBÉNYI (1951) mind a takarók, mind az izoklinális redők létezését kétségbe vonja. Szerinte a Lök-völgy mészkő lencsái a palában olyan boltozat magok, amelyek pala fedőjét az erózió tüntette el. MÉSZÁROS (1953) saját szerkezeti mérései alapján úgy gondolja, hogy a harántpalásság szórása vagy utólagos szétdarabolódás, vagy a palaösszletbe ágyazott mészkő rögök torlasztó hatásának a következménye lehet.

Az Upponyi-hegységben folytatott elemzések megerősítik, hogy az upponyi feltolódási zóna a Darnó-vonal folytatásának tekinthető. BALOGH (1964) véleménye szerint az Upponyi-hegység és a Bükk érintkezésének szerkezeti bonyolultsága több, időszakonként változó irányú mozgás eredménye.

A második reambuláció igen nagy mennyiségű adattal és új ismerettel szolgált, és a hegység K- és É-i részét is nagy részletességgel dolgozta fel. Így az első reambuláció eredményeit is figyelembe véve egyre több összefoglaló munka született meg. Szerkezeti szempontból az első geomechanikai alapú összefoglalást Schmidt Eligius Róbert adta. Véleménye szerint a Bükk hegységnek „DNy-i kapcsolatai” vannak (SCHMIDT 1951, 1957). HORUSITZKY (1961) a déli Alpok és a Dinaridák vonulataival kísérelte meg összekötni a bükki alaphegységet.

Összefoglaló munkáiban Vadász Elemér a Bükköt a Kárpátok legdélebbi egységeként tárgyalta (VADÁSZ 1954, 1960). A második reambuláció eredményeit a földtani és tektonikai térképek készítésekor is felhasználták (BALOGH – SZENTES 1958, SZENTES 1961). Szlovák kutatók figyelemmel kísérték a reambulációt, de a Bükköt a Kárpátok belső övének részeként, a Gömöridák tagjaként tárgyalták (ANDRUSOV 1958).

Balogh Kálmán akadémiai doktori értekezésében (BALOGH 1964) az Upponyi- és a Bükk hegységet egy földtani egységnek tekintette, s egy É-ről D felé fiatalodó, folyamatos paleo-mezozóos rétegsort dolgozott ki. Ebben a felfogásban készítette el földtani térképét (BALOGH 1963) is és lényegében két évtizedre meghatározta a Bükk általános felépítéséről kialakított képet.

Újabb paleontológiai adatok hatására (KOZUR – MOCK (1977): Conodonta, Kovács Sándor: Conodonta, stb.) Balogh Kálmán kissé megfiatalította a triász rétegsor tetejét és megalkotta a bükki triász képződmények átfogó rendszerét (BALOGH 1980).

Balla Zoltánt a nagyszerkezeti viszonyok értékelése miatt már az 1960-as évektől foglalkoztatta a Bükk helyzete (BALLA 1967), s bár a Szarvaskő és Darnó-hegy környéki térképezési munkájában a Balogh Kálmán által kidolgozott rétegsort követte, később az egész szarvaskői összletet a jurába helyezte (BALLA 1983). A lemeztektonikai elmélet térhódításával a Pannon-medence nagyszerkezeti viszonyait tárgyaló összefoglalások szinte mind kitértek valamilyen szinten a Bükk hegység szerkezeti jellemzőire. Így például Stegena Lajos és Horváth Ferenc is említést tesznek róluk, bár nem végeztek részletes vizsgálatokat a Bükkben (STEGENA et al. 1975, HORVÁTH – ROYDEN 1981, HORVÁTH – RUMPLER 1984, Horváth 1993). Ezt követően azonban a szintén nagytektonikai rekonstrukcióra törekvő Balla Zoltán saját vizsgálatokkal is igyekezett alátámasztani nagyszerkezeti elképzeléseit (BALLA et al. 1981, 1983, 1986). Úgy gondolta, hogy a Bükk hegység elsősorban a déli Alpokkal és a Dinaridákkal rokon, bár a Pannon-medence szerkezeti felosztásaiban többször is változtatta a Bükk besorolását (BALLA 1984, 1987, 1988a,b).

Mivel 1982-ben ősmaradványok alapján jura képződmények létét sikerült bizonyítani (BÉRCZINÉ MAKK – PELIKÁN 1984), világossá vált, hogy Balogh Kálmán modelljét változtatni, finomítani szükséges. Ehhez azonban szükség volt egy részletesebb paleontológiai, szedimentológiai és szerkezetértelmezési felmérésre. Az emiatt 1979-ben induló térképezés elsősorban kijelölt szelvények részletes vizsgálatára helyezte a hangsúlyt, és az ezek alapján egységesített szempontok szerint törekedtek a térképi reambulációra a különböző térképező csoportok. A 2000-ig tartó folyamat során 1986-tól nem csupán a Bükk, hanem az Upponyi-hegység teljes területe is újrafeldolgozásra került a Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) által. Az új rétegtani rendszer már a – menet közben formálódó – formáció alapú litosztratigráfiai egységek figyelembevételével készült el, illetve hozzájárult ezekhez (FÜLÖP 1994, HAAS 1995, GYALOG 1996, CSÁSZÁR 1997, HAAS 2004).

Az újrafogalmazott rétegtani egységek metamorf fokát Árkai Péter vizsgálta elsősorban. Eredményei alapján a képződmények általában anchizonális vagy kismélységi metamorfózist szenvedtek (ÁRKAI 1983, ÁRKAI et al. 1995). A karbonátok részletes közettani, fáciestani vizsgálata Velledits Felicitász nevéhez fűződik (VELLEDITS 1998, VELLEDITS et al. 1999, 2003). Hasonlóan modern vizsgálati eszközöket és korszerű lemeztektonikai értelmezési lehetőségeket kihasználva vizsgálta SZOLDÁN (1990), illetve HARANGI et al. (1996) a bükki triász magmatitokat.

Az eredmények összefoglalását az Upponyi-hegységre vonatkozóan Kovács Sándor, a Bükkhát tekintetében Kozák Miklós és Püspöki Zoltán, a Bükkalja esetében Pentelényi László, a Bükk alaphegységi tömegére pedig elsősorban Less György és Pelikán Pál, míg a szerkezeti vonatkozásokat Csontos László publikálták (KOVÁCS – PÉRÓ 1983, KOVÁCS 1992, 1998, KOZÁK – PÜSPÖKI 2002, PENTELENYI 2001, 2002, LESS, 2002, PELIKÁN 1980, 2002, 2005, CSONTOS 1988, 1999, 2000). E térképezéshez kapcsolódott a Debreceni Egyetem Ásvány- és Földtani Tanszékének „Tardona-csoportja” is, melynek reambulációs munkájában a szerző is részt vett (PETŐ et al. 1998, MCINTOSH et al. 2002, MCINTOSH 2003). Az eredmények részleges összefoglalásának tekinthetők

az Északi-középhegységi terület fedetlen és preneogén földtani térképei (BUDINSZKYNE SZENTPÉTERY et al. 1999a,b).

A nagyszerkezeti viszonyok elemzéseit továbbra sem kerülhették meg a Bükk hegység besorolását, valamint szerkezeti értelmezését (TARI et al. 1993, FODOR 2010). Az 50000-es földtani térkép és a magyarázójaként felfogható Bükk monográfia kiadása után csak kisebb területekre vonatkozó szerkezetföldtani vizsgálatok történtek (KOZÁK et al. 2001, 2002, MCINTOSH – KOZÁK 2006a,b, MCINTOSH et al. 2008a,b, NÉMETH 2007). Nagyobb volumenű, gyűrődéses, képlékeny és töréses deformációkat is azonosító, illetve elemző szerkezetföldtani vizsgálatot Németh Norbert végzett a hegység K-i részén (NÉMETH – MÁDAI 2003, 2004, NÉMETH 2005, 2006).

3. ALKALMAZOTT MÓDSZEREK

Véleményünk szerint egy terület szerkezetfejlődési folyamatának, aktív deformációs szakaszainak, valamint későbbi denudációs folyamatainak rekonstrukciója, ahol lehetséges minden elemében fontos ahhoz, hogy teljességében rajzolódjon ki a tájképi elemmé váló rétegtani-tektonikai egység teljes fejlődése. Ezt elsősorban olyan terepszakaszokon tehetjük meg, ahol ezeknek az elemeknek a mérete és feltártsága a térszíni tagoltság révén terepi felvételekkel jól érzékelhető méretekben jelenik meg. Esetünkben a gyűrődések és kapcsolódó törérendszerük (haránt-, frontális-, konjugált törések) képezték a mikrotektonikai felvételezés tárgyát, amelyből kirajzolódik a felszínalkotó szerkezetek meghatározó morfogenetikai jelentősége.

Több egymásra épülő lépcsőben, egyre sűrűbb bejárásokon, egyre nagyobb észlelési sűrűséggel mértük fel a hegység egészének alapvető szerkezeti jellemzőit. Az áttekintő eredmények birtokában olyan ÉNy-DK-i, valamint erre csaknem merőleges K-Ny-i csapású sávszelvényeket jelöltünk ki, melyekben a hegység nagy részére jellemző igénybevételek és deformációk hierarchizálhatóvá válhatnak. A bükki szerkezeti rekonstrukciót, illetve a morfotektonikai elemzést összesen több mint 16000 saját szerkezeti mérésre alapozhatjuk.

A mérési körzetekben feldolgozott és értékelt feltárásokról kataszter jellegű fotódokumentációt és jegyzőkönyvet készítettünk, amelyeket a mintavételi jegyzőkönyvvel, a mintákból készített vizsgálatok eredményeivel, valamint a mérési eredményekkel együtt egy „litotéka” (T. BÍRÓ – T. DOBOSI 1991, T. BÍRÓ et al. 2000, T. BÍRÓ 2005, FARKAS 2013) jellegű, „Tektotéka” elnevezésű adatbázisban foglaltunk össze (MCINTOSH – KOZÁK 2014).

A szerkezeti méréseket Microsoft Excel, valamint Access adatbázisokban tárolom. A mérésekből készített sztereogramokat, rózsadiagramokat jelen dolgozatban, valamint az egyéb publikációkban a StereoPro 3.0 szoftver segítségével szerkesztettem. A mérési pontok, valamint a mérési eredmények térképi megjelenítéséhez, illetve a morfotektonikai elemzésekhez az Intergraph GeoMedia Professional 5.2 térinformatikai szoftvert alkalmaztam. A fotódokumentáció elkészítéséhez, illetve a szelvénytérkép készítéséhez, rajzoláshoz és digitalizáláshoz az Adobe Photoshop 7.0, 9.0, illetve az Intergraph SmartSketch 4.0 szoftvereket használtam.

A feldolgozott kőzetminták makro- és mikroszkópi leírásait a Debreceni Egyetem Ásvány- és Földtani Tanszékének laboratóriumában végeztük. A makroszkópi kőzetjelleg leírása kézinagyító és sztereomikroszkóp segítségével történt. A finomszöveti részletek azonosítása, ill. a fotódokumentáció Nikon Microphot-SA típusú polarizációs kutatómikroszkópon történt különböző nagyítással, párhuzamos és keresztezett nikol állással. A digitális felvételeket a QCapturePro2.68.6 szoftver segítségével szerkesztettük.

Kiegészítő vizsgálatként sor került termikus ásványfázis elemzésre is, amelyet a Debreceni Egyetem Ásvány- és Földtani Tanszékén végeztünk derivatográfhoz csatolt kvadрупole tömegspektrométeres (TG/DTA-QMS) gázelemzéssel, a következő mérési paraméterekkel: bemért minta tömege 20mg; lineáris felfűtési sebesség 10°C/s; mérési tartomány 25–1000°C; a mérésnél használt inert anyag Al₂O₃.

A kristályos anyagok ásványi összetételének mennyiségi műszeres meghatározása részben röntgenanalízissel történt (SZTRÓKAY et al. 1971, VICZIÁN et al. 1986,

FÖLDVÁRI 2011) a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet (MFGI, korábban MÁFI) Röntgen Laboratóriumában, Philips PW 1710 diffraktométeren, Cu-antikatód alkalmazásával, grafit monokromátorral, 2°/perc papírsebesség mellett. A csőáram paramétereit 30mA, 40kV. A kiértékelés többirányú lekérdezéses szoftver segítségével készült. A hibaszázalék +/- 10%. A diffrakciós elemzéseket Dr. Kovács-Pálffy Péter, illetve Dr. Kónya Péter végezte.

A kőzetminták elemösszetételének meghatározását a Debreceni Egyetem Ásvány- és Földtani Tanszékének analitikai laboratóriumában Papp István végezte az alábbi módszerekkel: a Na₂O lángfotometrián, a MgO atomabszorpciós eljárással, Zeiss-Jena AAS-1 atomabszorpciós spektrofotométerrel; a SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, CaO, K₂O és a Fe₂O₃ WDXRF (hullámhossz-diszperzív röntgenfluoreszcens) módszerrel, Rigaku 3063P típusú spektrométeren került meghatározásra. A wolfram anódos röntgenső 30kV feszültséggel és 15mA áramerősséggel üzemelt. Az Al₂O₃ és SiO₂ vizsgálatához EDDT egykristályt, míg más elemek meghatározásához Ge(111) kristályt használtunk. Minden mérés vákuumban történt, 0,5–1,0Hgmm nyomáson.

A radiometrikus kormeghatározási vizsgálatok a MTA Debreceni Atommagkutató Intézetében készültek megfelelő szemmagyságúra aprított szeparált ásványokon (általában biotit, egy esetben biotit és muszkovit is meg lett mérve) BALOGH KAD. (1985) vizsgálati módszere szerint. A K meghatározása porított minta 100mg anyag bemérése után lángfotométerrel történt. A radiogén Ar tartalom meghatározását stabil izotópos hígítással 500mg anyagon végezték. Az Ar izotópösszetételét számítógépes vezérlő és spektrum kiértékelővel ellátott tömegspektrométerrel határozták meg.

A hegység egész területén kimért szerkezeti elemek alapján azonosítható hármas erőrendszer általános jellemzőit az alábbiakban foglalom össze röviden a dolgozat olvasásának megkönnyítése érdekében.

P_I: Ny-ról, K felé irányuló nyomóerő, amely több hullámban aktiválódva diszharmonikus gyűrődést, palásodást és kisebb feltolódásokat okozott a késő jurától kezdve, s egyre alárendeltebb formában még a neogénben is reaktiválódott.

P_{II}: a Moesia-tábla és a Déli-Kárpátok irányából hatott ÉÉNy-i, illetve ÉNy-i vergenciával. Részben felülbélyegezte P_I deformációs elemeit, részben megújította azokat más funkcióval (pl. konjugált litoklázisok és haránttörések). Valószínűleg a krétában már intenzíven hatott, de a P_I által feltolt, kiemelt területrészekben csak alig érzékelhető nyomai maradtak apró törésfelületek által alkotott áldredők formájában, de a mélyebb fekvésű részekben markáns gyűrődéseket hozott létre.

P_{III}: a P_I és P_{II} egyidejű fellépésekor azok eredőjeként jelenik meg, kompresszív hatásokat fejtve ki. Vektoriránya kezdetben ÉÉK, de P_{II} dominanciájának fokozatos növekedésével ÉNy-ias rotációra (10°-35°) kényszeríti a hegységet, jelentős feltolódásokat és visszapikkelyeződéseket okozva.

A sztereogramokon szereplő jelkulcsot minden ilyen ábrázolás esetében következetesen azonos módon alkalmaztam. A három főerő (P_I, P_{II}, P_{III}) és a hozzájuk kapcsolódó minden elem rajzi megjelenítésénél következetes színelkulcsot használtam: P_I rendszeréhez a kék szín, P_{II}-höz a piros szín, P_{III}-hoz a zöld szín társul (lásd vektorikus és sztereografikus ábrázolásokat). A sztereogramokon ábrázolt redőtengelyek esetében továbbá P_I mindig kék négyzet, P_{II} piros háromszög, P_{III} pedig zöld rombusz.

4. A TEKTOTÉKA MINT A REGIONÁLIS TEKTONIKAI ADATBÁZISÉPÍTÉS ALAPJA

A Debreceni Egyetem Ásvány- és Földtani Tanszékén működő „Tardona-csoport” tagjaiban a Tardonai-dombság 1:25000 reambuláló regionális földtani térképezése során fölvetődött, hogy mi lehet a térképezési adatok rendszerezésének legkedvezőbb módszere a sokoldalú hozzáférhetőség biztosítására. Az adatok tárolásának és rendszerezésének az egységesítése átjárhatóvá teszi az egyes rendszereket, s így számos egymásra épülő információ viszonylag egyszerűen lekérdezhetővé válhat.

Az általános földtani térképezéshez hasonlóan sokoldalú szerkezetföldtani felvételezést folytatva munkám során tovább érlelődött a kérdés. Egyrészt a globális jelenségekből kellett levezetni a regionális mezo- és mikrotektonikai jelenségeket, másrészt a mikro- és mezotektonika felől közelítve kellett úgy felépíteni egy regionális modellt, hogy az lehetőség szerint megfeleljen a globális rendszereknek.

A Bükkhát és a Bükk térképezése és vizsgálata során az adattömeg kezelhetősége szükségyszerűen megkövetelte, hogy végiggondoljuk azt, hogy a tektonikai jellegű mikro- és mezo mérettartományban történő mérések, észlelések, légifotó és egyéb értékelések, térképek és szelvények pontszerű, sávyszerű, vagy területi eloszlásban megjelenő adatok hogyan szervezhetők egységes adatbázisba a feldolgozhatóság, a hozzáférhetőség, a megjeleníthetőség és a reprodukálhatóság érdekében.

Ezt a problémát egy új adatgyűjtő rendszerrel oldhatjuk fel. A régészeti adatnyilvántartásban jelent meg az 1990-es években T. Bíró Katalin köeszköz nyilvántartó rendszere, amely a találó Litotéka nevet kapta (T. BÍRÓ – T. DOBOSI 1991, T. BÍRÓ et al. 2000). Ennek mintájára neveztük el tektonikai adatokat tároló rendszerünket „tektotékának”.

Létrehozásának elsődleges célja, hogy minden egyes lokális terepi, helyszíni tektonikai vizsgálatot (feltárás, mérés, elemzés) jól dokumentált formában tároljon, s így az észlelést később bárki megismételhesse, vagy a meglevő adatokat ellenőrizhesse, s a belőlük leszűrt esetleges következtetéseket kritikailag értékelhesse.

Lényegéből fakad, hogy háromféle feltárás jelenhet meg a rendszerben. Ezek lehetnek felszíni, felszín alattiak (bánya, pince, barlang, alagút) vagy mélyfúrás magokon, illetve fúrólukfalon végzett mérések. A felszíni és a felszínalatti üregfalon végzett mérések lehetnek pontszerűek, vagy változó hosszúságú földtani szelvények.

A pontos helymegjelöléshez, ha mód van rá, geodéziai mérést, ha ez nem kivitelezhető, akkor GPS mérőeszközökkel végzett helymeghatározást alkalmazunk.

A mérési hely adatgazdag megjelölés mellett rendszerint jól azonosítható. A geológiai alapszelvényekhez hasonlóan azonban célszerű helyszínrajzzal és rövid leírással megadni a mérési pont megközelíthetőségét is. Az adatbázis a feltárás környékének topográfiai és földtani térképét is tartalmazza (4.1. ábra).

A megtalálást, azonosítást és a reprodukálást legjobban segíti, ha a feltárásról, illetve a szelvényről fotófelvétel készül. Tapasztalatunk alapján érdemes elkészíteni a szelvény teljes távlati fotóját, majd részletes fotósorozatot illeszthető fotófelvételekkel és olyan átfedéssel, hogy a szférikus aberráció elkerülhető legyen (4.2. ábra).

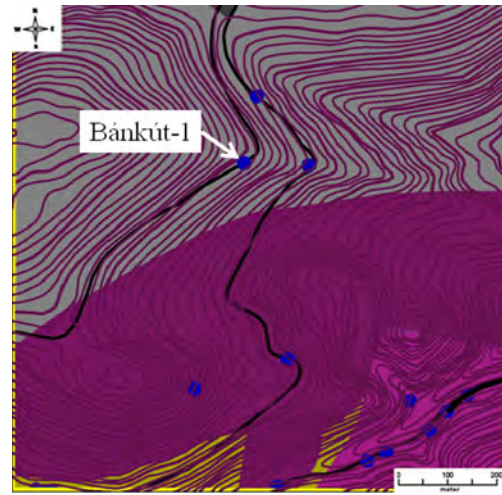
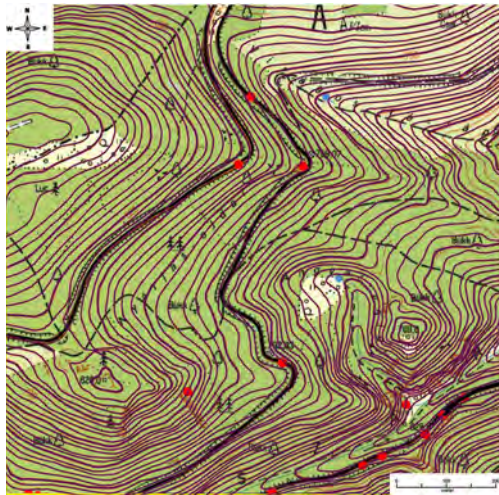
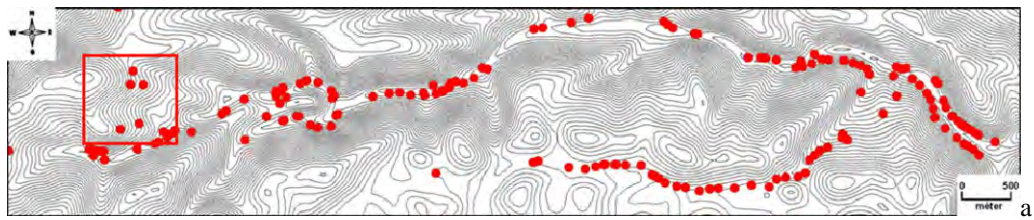
A fentiekben bemutatott módon készített, átfedéssel illesztett, szélezett, csapásiránnyal és léptékkel ellátott, megfelelő méretűre nagyított színes fotószelvény kiválóan alkalmas arra, hogy a helyszínen, annak minden részletét megtaláljuk,

azonosítsuk, így a valóságban észlelt szerkezeti elemeket úgy mérhetjük ki, hogy azok helyzetét vagy irányát a fotón rajzilag rögzítjük. Ilyen lehet pl. egy palásodási felület dőlése és csapása, egy törés, vagy vetődés felületének dőlésiránya és dőlésszöge, a gyűrődések, redők belső, vagy külső palástíven mért tengelyének rajzi feltüntetése és dőlésirányának, szögének mérése. Ez utóbbi mérésor alkalmas lehet arra, hogy egymásba ágyazódó diszharmonikus redők szögeltérésének mértékét is mérni és érzékeltetni tudjuk, melyből az ún. diszharmonia kúp megadható. A deformáció, illetve tönkremenetel jellege határozza azt meg, hogy milyen sűrűn lehet észlelni, illetve mérni, s mennyire lehet ezeket a fotófelvételeken ábrázolni is.

A szelvényfotók mellett a feltárásokról valóság-hű digitális rajz is készíthető, amelyen térhatás is érzékeltethető a megfelelő vonalvastagságok és árnyékolások alkalmazásával (4.3. ábra). E rajzi munka nem szabványosítható és esetenként rendkívül eltérő lehet a munkaigénye a deformációs és tönkremeneteli elemek számától, méretétől, ábrázolhatóságától függően. Jó esetben a feltárások túlnyomó részénél alkalmazható a módszer, bár idő- és munkaigényes. Digitális vonalas ábrákon azonban számos olyan előny jelentkezik, ami a fotónál nem áll rendelkezésre. Ilyen pl. az adatszelekció, hiszen a láthatóság, a térhatás, a valóság-hűség érdekében és kissé a rajzkészségünk és türelmünk szabta határokig rendkívül változatos módon készíthetők el az ábrák. Bennük tetszőlegesen emelhetők ki lényeges elemek, hogy valamely jelenséget jobban hangsúlyozhassunk, mint ahogy az a fotón lehetséges. Az eljárás előnye, hogy hordozható számítógép segítségével a rajzok akár a helyszínen is elkészíthetők és azok minden részlete tetszőlegesen kinagyítva összevethető a helyszínen látható valósággal. Ebben a formában könnyebb a rajzok tárolása, szállítása, előadásra vagy bemutatásra való előkészítése. A vektoros állományú adatbázis a szelvény egészének vagy bármely részletének a tetszőleges nagyítását teszi lehetővé. Ugyanígy rendelkezésre állnak árnyalási, színezési lehetőségek.

A Tektotéka adatbázis két rendszerben, két szoftver alatt fut jelenleg. A Microsoft Excel alapú rendszerben a feltárások legfontosabb alapadatait (4.4. ábra 'a' kép), illetve a szerkezeti elemekre vonatkozó adatokat (dőlésiirány, dőlésszög, szerkezeti elem típusa, erőrendszer, stb.) tároljuk. A Microsoft Access alapú rendszerben pedig a feltárások térképei, fotódokumentációja, jegyzőkönyve, rajza, mintáinak listája és fotódokumentációja, valamint a mérések sztereogramja és rózsadiagramja található. Bár a két rendszer összekapcsolható, internetes alapú közzétételre az utóbbi rendszert tervezzük, amely lehetővé tenné más kutatók számára is a bővítést és szabad hozzáférést. Így végeredményben egy tetszőlegesen bővíthető, más területek, hegységek hasonló adatait is tartalmazó, akár nemzetközi szintűvé formálható adatbázis kialakítását is célul tűzhetjük ki. Természetesen az adatbázis könnyebb kezelhetősége érdekében érdemes a hasonló megoldásokat kereső kutatókkal való egyeztetés. HALMAI – KONRÁD (2013) törésekre kidolgozott rendszere jól oldja meg számos jellemző egyszerű kódolását és a törésekre vonatkozóan számos adat tárolását teszi lehetővé és egyszerűen kezelhetővé. A mi komplex rendszerünkkel (egyéb szerkezeti elemek és sokféle dokumentáció) való kombinációja széles körben felhasználhatóvá tehetné az elképzelést.

Az adatbázisban jelenleg 450 feltárás dokumentációja és több mint 18000 mérési adata található. Terjedelmi okok miatt ennek csupán töredékét tudom bemutatni (kiértékelte formában). Az internetes alkalmazás elérhetővé tétele még folyamatban van.



b

c

4.1. ábra: A Garadna-völgy szintvonalas térképe a mérési pontokkal (a), a Bánkút–Borovnyák mérési körzet topográfiai térképe (b) és földtani térképe (c)

Jelmagyarázat

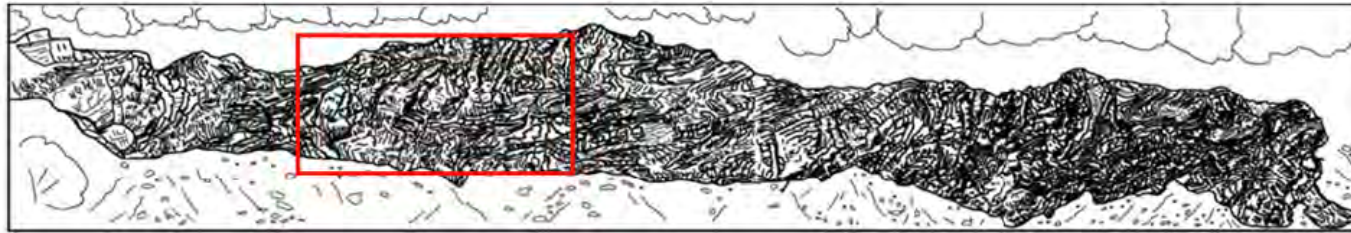
- Nagyvisnyó Mészke Fm
- Ablakoskővölgyi Fm, Újmassai Mészke Tag.
- Ablakoskővölgyi Fm, Savósvölgyi Márga Tag.
- Hámori Dolomit Fm
- mérési pont
- út



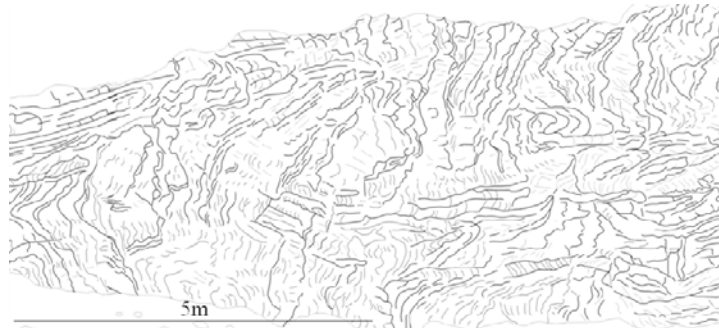
4.2. ábra: A Bánkút-1 feltárás fotófelvétele merőleges (a) és perspektivikus (b) fotósorozat alapján



a



b



4.3. ábra: A Bánkút-1 feltárás valóságmű rajzának részlete (a), digitalizált változata (b), illetve a digitalizált rajz kinagyított részlete (c)

Microsoft Excel - mikrotektonika_adatbazis

Kérdése van? Írja be ide.

A3

1	nev	x	y	z	hossz	formacio	szervezetföldtani egység	felvétel éve	teref
83	Bator I	741192,17	294737,43			Monosbeli Formacio		2004	
84	Bator II	740933,44	294487,59			Monosbeli Formacio		2004	
85	Bator III	740836,84	294373,22			Monosbeli Formacio		2004	
86	Bator IV	740736,9	294009			Monosbeli Formacio		2004	
87	Lokvolgy I	756936,67	300866,88			Lokvolgyi Formacio		2004	
88	Malyinka I/1	757524	312753			Malyinkai Formacio		2005	
89	Malyinka I/3	756964	311051	465		Malyinkai Formacio		2005	
90	Malyinka II/1 (Mártus-kő)	757176	310343	470		Malyinkai Formacio		2005	
91	Szentlelek-hegy	368340	310719	672		Nagyvisnyói Meszko Formacio		2005	
92	Kemesnyeko	758348	310725	575		Nagyvisnyói Meszko Formacio		2005	
93	Mariaforras 1	760416	310173	690		Malyinkai Formacio		2005	
94	Mariaforras 2	760394	310163	705		Malyinkai Formacio		2005	
95	Mariaforras 3	760396	310197	685		Malyinkai Formacio		2005	
96	Nagykanyar	759412	310039	665		Nagyvisnyói Meszko Formacio		2005	
97	Kapuberc	758342	309457	737		Nagyvisnyói Meszko Formacio		2005	
98	Orvenylapa I (Farkasgödör)	762056,11	312062,14	475		Hegyesetói Formacio		2005	
99	Orvenylapa II	762156,62	311486,42	560		Hegyesetói Formacio		2005	
100	Orvenylapa IIIa	762202,68	311438,17	570		Hegyesetói Formacio		2005	
101	Orvenylapa IIIb	762240,37	311467,48	573		Hegyesetói Formacio		2005	
102	Orvenylapa IIIc	762265,5	311425,61	575		Hegyesetói Formacio		2005	
103	Orvenylapa IVa	762211,06	310663,44	658		Hegyesetói Formacio		2005	
104	Orvenylapa IVb	762181,74	310609	659		Hegyesetói Formacio		2005	
105	iszta szelvény	769490	302600			Bukffennsiki Meszko		2005	
106	sztiloitos banya	769590	302470			Bukffennsiki Meszko		2005	
107	14 teres szelvény	769580	302303,8			Bukffennsiki Meszko		2005	
108	Bankut	758467,93	308664,2			Nagyvisnyói Meszko		2005	
109	Kisgyori palabanya meddohanyo	769900	296275	275		Lokvolgyi Formacio		2005	
110	Kisgyori palabanya szelvény	769772	296373	295		Lokvolgyi Formacio		2005	
111	Kisgyori meszkobanya	773605,04	296790,43			Bukffennsiki Meszko		2005	

Veltaras \ toressek \ Munka3

Microsoft Excel - mikrotektonika_adatbazis

Kérdése van? Írja be ide.

E13

1	feltaras	dolesirany	dolesszog	esemeny	nagytektonikai esemeny	egyeb	helyzet	csapas
8076	Bankut	225	20	tengely_redo	masodrendu			315
8077	Bankut	246	45	tengely_redo	masodrendu			336
8078	Bankut	220	26	tengely_redo	masodrendu			310
8079	Bankut	268	22	tengely_redo	masodrendu			358
8080	Bankut	195	40	tengely_redo	masodrendu			265
8081	Bankut	239	30	tengely_redo	masodrendu			329
8082	Bankut	225	20	tengely_redo	masodrendu			315
8083	Bankut	230	25	tengely_redo	masodrendu			320
8084	Bankut	220	24	tengely_redo	masodrendu			310
8085	Bankut	96	13	tengely_redo	masodrendu			186
8086	Bankut	226	19	tengely_redo	masodrendu			316
8087	Bankut	220	36	tengely_redo	masodrendu			310
8088	Bankut	81	14	tengely_redo	masodrendu			171
8089	Bankut	229	40	tengely_redo	masodrendu			319
8090	Bankut	92	11	tengely_redo	elsorendu			182
8091	Bankut	152	75	palassag	masodrendu			242
8092	Bankut	238	18	tengely_redo	elsorendu	2		328
8093	Bankut	98	46	diagonalis	masodrendu			188
8094	Bankut	273	80	diagonalis	masodrendu			363
8095	Bankut	103	70	diagonalis	masodrendu			193
8096	Bankut	262	80	diagonalis	masodrendu			352
8097	Bankut	260	75	diagonalis	masodrendu			350
8098	Bankut	100	47	diagonalis	masodrendu			190
8099	Bankut	275	76	diagonalis	masodrendu			365
8100	Bankut	87	55	diagonalis	masodrendu			177
8101	Bankut	280	63	diagonalis	masodrendu			370
8102	Bankut	83	71	diagonalis	masodrendu			173
8103	Bankut	70	68	diagonalis	masodrendu			160
8104	Bankut	284	60	diagonalis	masodrendu			374
8105	Bankut	76	75	diagonalis	masodrendu			166
8106	Bankut	268	80	diagonalis	masodrendu			358
8107	Bankut	63	80	diagonalis	masodrendu			153

Veltaras \ toressek \ Munka3

4.4. ábra: A feltárásokra vonatkozó alapadatok (a) és a szerkezeti mérésekre vonatkozó adatok (b) tárolása és megjelenítése a „tektotéka” adatbázisban

5. A BÜKKIUM ÉS A GÖMÖRIKUM KAPCSOLATA, AZ ALJZATKUTATÁS ÚJ IRÁNYAI

5.1. A Bükkium–Gömörikum rendszerének fogalmi vázlata

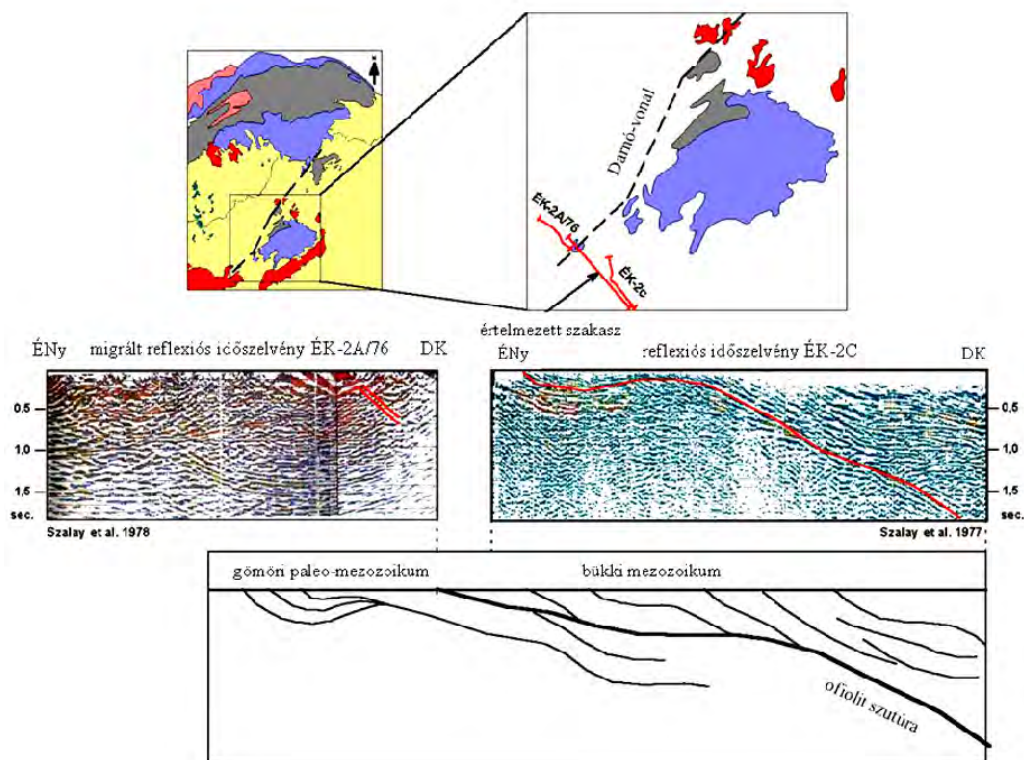
A Bükkium és a Gömörikum fogalmak alatt lényegében azokat a közép méretű szerkezeti egységeket értjük, amelyekben „bükki típusú”, illetve „gömöri típusú” képződmények – felszínen vagy felszín alatt – találhatóak. Magyarország kainozoikum előtti földtani térképén (HAAS 2010) „Gömör Egység” és „Bükk Egység” elnevezés látható. Határai és elnevezésük azonban nem egységes sem a hazai, sem a nemzetközi szakirodalomban. Császár Géza – részben Mišík 1995 nyomán – „Gömöri-zóna” és „Bükki-zóna” megnevezést használ, s a Gömöri-zóna a Gömörikum mellett a Rudabányai-egységet, a Borkai-egységet és a Mellétei-egységet is magába foglalja (CSÁSZÁR 2005, 17. ábra). A részletesebb jellemzésben azonban a Gömörikum megnevezést a teljes Belső-Nyugati-Kárpátok területére érti, és kifejti a terület lehatárolásának problematikáját is. A Gömörikum É-i határának a Lébény–Margitfalva szerkezeti vonalat tekinti PLASIENKA et al. (1997) nyomán, tehát az ekkor kétszattú nagyszerkezeti egységek tekintetében az ALCAPÁ-n belül a Pelsői-egység részeként tárgyalja (CSÁSZÁR 2005). A Bükkium nagyszerkezeti besorolása többször változott (BALLA 1987, 1988a), CSÁSZÁR (2005) szerint az ALCAPA részeként a Pelsői-egységhez tartozik. HAAS (2010) legfrissebb beosztása szerint azonban a Közép-Magyarországi Nagyszerkezeti Egység részének tekinti.

A Gömörikum és a Bükkium közötti határ megvonása hasonlóan problémás, számos szerző különböző felfogásban csoportosítja a szerkezeti egységeket. Abban azonban mind egyetértenek, hogy e „határ kérdés” még nem tisztázott, a Gömörikum és a Bükkium rendszerének megnyugtató rendezése további vizsgálatokat igényel.

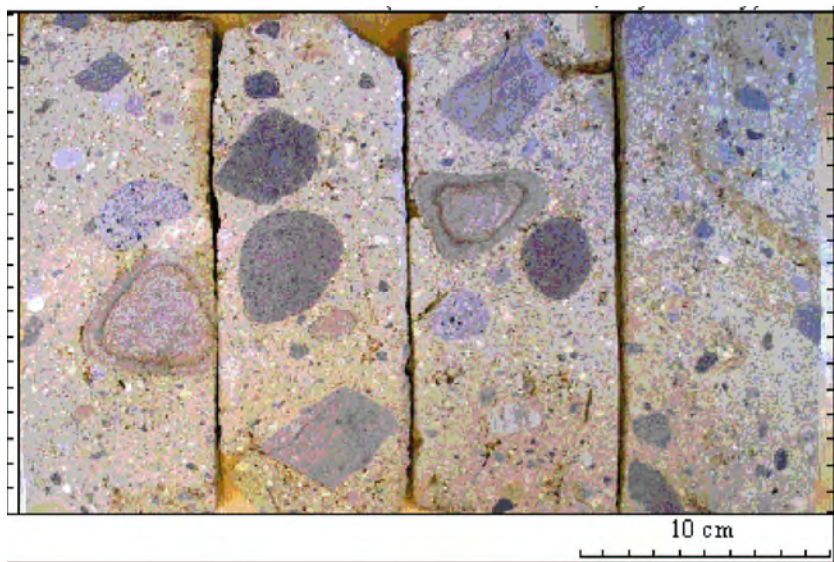
5.2. Bizonyítékok a Bükk aljzatának kettős arculatára

A Bükk előterében, illetve a Darnó szerkezeti övön keresztül fektetett geofizikai szelvények (5.1. ábra) (SZALAY et al., 1976), valamint saját terepi és egyéb vizsgálataink arra utalnak, hogy a Bükk rátolt helyzetben lehet azon a gömöri típusú paleozóos kristályos aljzaton, amelynek relatíve kiemelt tagolt felszíne képezi a Tardonai-dombság felpikkelyezett aljzatát, s amelynek É-i és D-i előtereiben hasonló feltolódásokkal határolt, ma fedett helyzetű árkok húzódnak. A Gömörikum legdélebbi felszínre bukkanó része az Upponyi-hegység, amelynek szerkezet-morfogenetikája jól extrapolálható a tőle D-re húzódó küszöbsáv jelenleg fedett részére is. Az itt látható paleo-mezozóos aljzatszerkezet főként É-ias, ÉNy-ias térrövidülésre és kéregtagolódásra utal (5.1. ábra). K-i folytatásában a Sajó mentén is felszínre, illetve felszín közelbe kerül a paleozoikum, amely ezt követően a Szendrői-rög területén ismét küszöbszerű felszíni vonulatot alkot. A két paleozóos „hegység” réteg- és fáciestani összekapcsolhatóságát különböző kutatási eredmények bizonyítják (pl. KOVÁCS – PÉRO 1983, KOVÁCS 1992). Ezek felszíni vonulatát hívjuk tehát „észak-magyarországi paleozóos küszöbnek”.

Véleményem szerint az Upponyi-hegység képét meghatározó szerkezeti pászták elrendeződése, a pászták mentén észlelt feltolódások, valamint a számos ponton mért szerkezeti elemek szintén É-i, illetve ÉNy-i vergenciájú térrövidülésre utalnak (KOZÁK et al. 2001, 2002a). A szerkezeti méréseken alapuló morfológiai, illetve morfortektonikai



5.1. ábra: A Darnó-vonalon keresztülhaladó, értelmezett geofizikai szelvényvázlatok (SZALAY et al. 1977; 1978) (KOZÁK et al. 2001)



5.2. ábra: A sajóbábonyi SzPKF-15 számú fúrásból vett extraklasztos andezittufa magmintáinak modális mérési felülete

megfigyelések (SZALAI et al. 1999, 2002, SZALAI 2004) is igazolják, hogy az Upponyi-hegység és környékének szerkezeti jellemzőit alapvetően egy DK felől ható feszültségtér alakította ki.

Egyetértünk BALOGH (1964), illetve BALOGH et al. (1984) megállapításával miszerint a Bükk hegység legészakibb pikkelyei egy szerkezeti vonal mentén rátolódtak a Csokvaománytól Dédestapolcsányig húzódó palasávra, ezért véleményünk szerint a Bükk allochton takaróként értelmezhető. Eszerint értékeltük a paleozóos alaphegység helyzetét, határait és az azt fedő kainozóos üledékek érintkezéseit (KOZÁK et al. 1998, 2001, 2002a). Az Upponyi-hegység peremén települt kréta konglomerátumokhoz hasonló jellegű, összetételében enyhe változatosságot mutató kavicsanyag közvetett bizonyítékok alapján a dombság egész területe alatt előfordul az aljzat szerkezeti vályúiban (PÜSPÖKI – KOZÁK 1995). Egyik ilyen bizonyíték a szarmata – alsó pannóniai (KOZÁK et al. 1998a) andezites vulkanizmus által a helyi vulkáni centrumok környékén felszínre sodort aljzatablokkok és kavicsok összetétele. Anyaguk az alaphegységi aljzat felszínének kőzeteiből származhat (KOZÁK 2001). Ezt a helyenként blokkméretű durvakavics anyagot a szerkezeti vonalak mentén sok ponton áttörő, de viszonylag szűk csatornához kötött szarmata neutrális vulkanizmus sodorta felszínre, mint extraklasztot. PÜSPÖKI et al. (1995), illetve KOZÁK et al. (1998b) megállapította, hogy a kavicsok és közettörmelékek mészkövei vegyes (bükki, illetve gömöri) eredetűek.

A szarmata andezittufa 10-120m vastagságú takarójának ronccszerű maradványai Miskolctól Putnok környékéig általánosan elterjedtek és eróziós bevágásokban kitűnő feltárásai ismertek (CSÁMER – KOZÁK 2009). A sajobábonyi Vár-hegy környékén mélyült SzPKF jelű kutatófúrások (KOZÁK et al. 2003a) 5-8m-es vastagságban tárták fel az andezittufa felső szakaszát (5.2. ábra). A tufa szemcseösszetételének természetes felszíni feltárásokban (Kő-völgy, szirmabesenyői pincesor), illetve fúrómag felületeken végzett elemzéseink alapján a domináns frakciókban az alábbi genetikai kőzet főtípusok voltak elkülöníthetők:

- korábbi andezites felnyomulások explóziósan kiszórt, szögletes kürtöbreccsa és blokkláva fragmentumai (d=16-512mm);
- korábbi andezites felnyomulások explóziósan kiszórt, hialoklasztizálódott, változóan agyagosodott breccsáinak fragmentumai (d=2-64mm);
- korábbi látens andezit formációk (pl.: savanyú gránátos amfibólandezit) szögletes, vagy igen gyengén koptatott blokkjai és fragmentumai (d=8-512mm);
- korábbi andezit kitörések anyagának abrázios és folyóvízi gömbölyített andezit kavicsai (főleg piroxén andezitek) (d<512mm);
- az alaphegység felszínéről felsodort, vegyes összetételű egzotikus blokkok, illetve abrázios és/vagy folyóvízi kavicsok (d=2-512mm).

Ez utóbbi kategória anyaga polimikt jellege és közettani összetétele alapján egyértelműen gömöri típusú aljzatra utal, teljesen új megvilágításba helyezve a Bükkium-Gömörikum kapcsolatrendszer (KOZÁK et al. 2001). Ezek az aljzatklasztok Kazincbarcika térségétől egészen Miskolctapolcáig megtalálhatók. Méretük és összetételük alapján az alábbi megoszlást (5.3. ábra) mutatják a WENTWORTH (1921)-féle szemcseméret beosztás skáláján, amelyet a durvatörmelékeknél célszerű használni (KOZÁKNÉ – KOZÁK 1980):

- mezo-kainozóos granitoidok (d<1024mm)

- mezo-kainozóos csillámpala, fillit, zöldpala ($d < 512\text{mm}$)
- mezozóos (?) szerpentinesedett ultrabázit ($d < 1024\text{mm}$)
- mezozóos gömöri triász mészkövek ($d < 256\text{mm}$);
- permí vöröshomokkő ($d < 128\text{mm}$);
- paleozóos (gömöri-upponyi) mészkövek ($d < 128\text{mm}$);
- paleozóos (?) gneisz és metagránitok ($d < 256\text{mm}$)

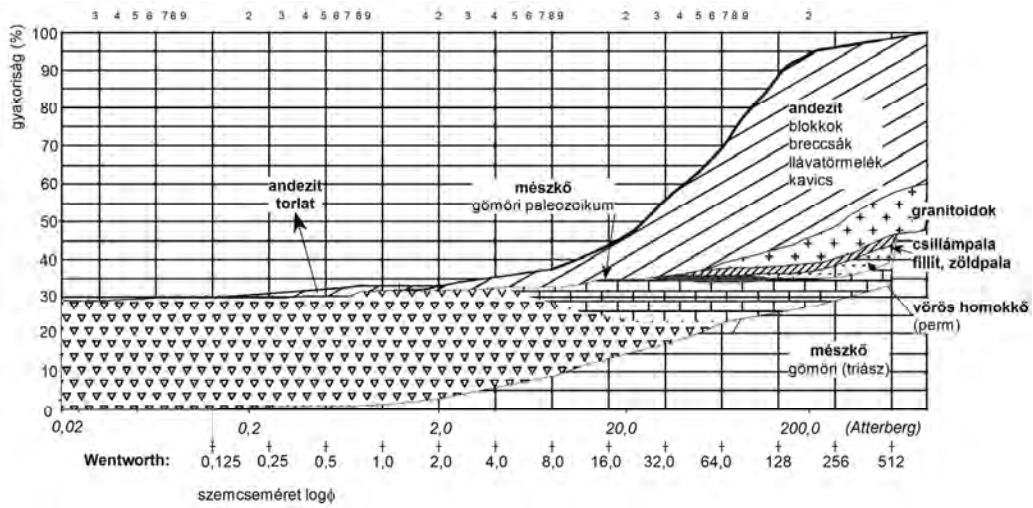
Az egzotikus aljzatblokkok és fragmentumok, kavicsok mintáit a Tardonai-dombság területén 6 körzetben gyűjtöttük, s ezek nagyfokú hasonlóságot, azonosságot mutattak a köztük lévő viszonylag nagy távolság ellenére. Ez is arra utal, hogy a dombság egészének szarmata vulkanizmusának vannak bizonyos törvényszerűségei:

- a számos centrum azonos időhorizonthoz kötött;
- a vulkáni aktivitást egy (illetve több) regionális kompressziós tektonikai fázis eseménysora váltotta ki (KOZÁK et al. 2001);
- a klasztok egy része a miocén rétegsorból, kisebb része a kainozóos premiocén üledékekből és a kristályos aljzat kőzeteiből, metamorfítjaiból és a koptatott kavicsanyag az aljzatvályúkban visszamaradt „nekézsényi” típusú konglomerátumokból származhat;
- a legnagyobb ismert klasztok $\sim 1,5\text{m}$ átmérőjűek és a miocén fekéből szakadtak fel, míg a mélyebb aljzataból kiragadott legnagyobb blokkok mérete $0,8\text{-}1,0\text{m}$ is lehet, s ezek többnyire sarkosak, szögletesek (5.4. ábra), de egy részük koptatott kavicsként is előfordul a „nekézsényi” típusú konglomerátumban.

A Tardonai-dombság aljzatából felszínre sodort nagyméretű egzotikus gránitblokkok és csillámpalák K/Ar koruk alapján két felső-kréta ($\sim 85\text{-}89\text{Ma}$, $\sim 75\text{-}78\text{Ma}$), valamint egy eocén ($\sim 53\text{Ma}$) csoportra oszthatók. E palingén jellegű, ultrametamorfózist jelző kőzetek jelenléte arra utal, hogy tektonikus eredetű mozgások és kapcsolódó parciális olvadék képződések a Tardonai-dombság aljzatában is bekövetkeztek. Hasonló képződményeket a Gömörikum területén É-ias vergenciájú feltolódásokhoz kapcsolódva már régebben kimutattak (PUTIS 1992, FARYAD 1989, FARYAD 1999). Valószínű, hogy ezek a gránitosodások különösen erőteljes térrövidülésekhez köthetők, amelyek jelentős térszintagolódást eredményezhettek és a Gömörikum területén több ponton felszínre bukhatnak. A feltolódásos szerkezetekben létrejött frikciós hőnek döntő szerepe lehetett már relatíve kis felszín alatti mélységben is (4-6km).

Az alaphegységi szegélyzónában legjelentősebb tektonikai zavarokat a varbói aljzatpikkely és a Kis-fennsík határán észleltük, ahol a miocén fedőüledékek alól meredek dőlésű jura blokk és roncsolt triász rög bújik elő, s ennek közvetlen előterében eocén és oligocén sekélytengeri üledékek allochton foltjai találhatóak. Varbó É-i határában aljzathatásokat tükröző durvakavics öszszlet és andezites vulkanoklasztok közé extraklasztként ágyazva 1m -nél nagyobb átmérőjű szerpentinesedett ultrabázit blokkokat találtunk (PETŐ et al. 1998).

A szerpentinesedett anyag fakult zöldesszürke, foltos, helyenként fóliásodott szerkezetű. A kihengerlési felületek közötti részen tömeges, rostos és kristályos megjelenést egyaránt mutat. Repedései, hasadási vonalai mentén orientáltan, valamint a tömeges részen hintve, elszórtan $1\text{-}2\text{mm}$ -t meghaladó méretű magnetit szemcsék és kitöltések ágyazódnak be. Valószínűnek látszik tehát, hogy a Bükk Ny-i szegélyén



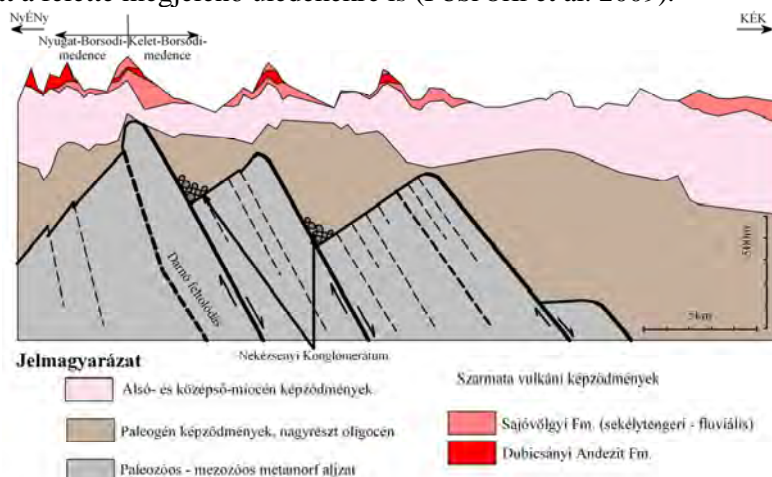
5.3. ábra: Kondói extraklasztos andezittufa modális mérési eredményei



5.4. ábra: Szögletes gránit blokkok szarmata andezittufába ágyazva Tardona és Kazincbarcika térségében

húzódó ofiolitos szutúra (szarvaskői komplexum) K felé is elnyúlhat fedett állapotban. Kora bizonytalan, elvileg perm, triász és jura egyaránt lehetséges, de a szarvaskői analógiák miatt legvalószínűbb a jura kori kialakulás. Feltételezhető tehát, hogy a jura intraplatform embrionális óceáni kéreg szarvaskői ofiolit komplexumában megismert csonka ofiolit szelvény hiányzó analógja lehet, elfedett állapotban, de az sem zárható ki, hogy még idősebb, azaz paleozóos képződmény.

A Bükkhát területén a mezozóos tektonikai eseményekre egyéb jeleket nem találhatunk, de a későbbi, kainozoós, illetve ezen belül is elsősorban neogén szerkezeti események az üledékek megjelenésében tanulmányozhatók. A Bükkhát miocén üledékeinek szekvenciasztratigráfiai vizsgálata közben figyeltünk fel arra, hogy az általános tengerszint emelkedés közben hirtelen relatív tengerszint csökkenések ismétlődő jelleggel rajzolódnak ki. Ennek tektonikai okait keresve jelentettük ki (PÜSPÖKI et al. 2009), hogy a Darnó-vonal mentén ismétlődő jelleggel lejátszódó, ÉNy-i vergenciájú feltolódás tehető felelőssé az üledékek ciklikus lefejeződéséért. E feltolódások következtében a Borsodi-medence aljzata a korábinál erőteljesebben tagolódott és több szakaszban kiemelkedett. A kárpáti emelet végére az aljzat megjelent a felszínen, így a korábban egységes Borsodi-medencét megosztotta. A bádeni és a szarmata emelet során az aljzat pikkelyes szerkezete (5.5. ábra) egyre jobban átöröklődött a felette megjelenő üledékekre is (PÜSPÖKI et al. 2009).



5.5. ábra: A Borsodi-medence aljzatának ÉNy-i vergenciájú pikkelyes szerkezete a neogén üledékek elrendeződésére is „ráöröklődik”

A Bükkhát aljzatában bekövetkező öt miocén kompressziós tektonikai esemény azonosítása a rétegsor és a szekvenciák korábbi részletes szedimentológiai és nyomfosszília elemzése révén vált (DÁVID et al. 2006) lehetségessé.

A Darnó-vonal feltolódásos jellegét már TELEGDY RÓTH (1951), illetve JASKÓ (1946, 1989) is megállapította. A mezozoikumban azonban ZELENKA et al (1983), illetve BALLA (1987) szerint horizontális vetőként működött, sőt FODOR et al. (2005b) véleménye szerint a miocénben is volt horizontális komponense a feltolódások mellett.

A Darnó-hegy ÉK-i oldalán végzett szerkezetföldtani vizsgálataink (UJHELYI 2010) hármas erőrendszer deformációs elemeit mutatták ki a Várfalvi kőbánya bazaltjában is, hasonlóan a Bükk hegység alaphegységi területéhez.

6. A SZERKEZETI SÁVSZELVÉNYBEN KIJELÖLT BÜKKI MINTATERÜLETEK VIZSGÁLATI EREDMÉNYEI

Eddig a bükki tektonikai értékelések vagy kis területegységekre koncentráltak (FODOR 1989), vagy túlságosan globális méretekben gondolkodtak (BALLA 1967). Ami leginkább megfelelő léptékű volt egy szisztematikus értékeléshez, az elsősorban rétegtani jellegű, illetve litológiai és paleontológiai tartalmú térképező feldolgozás során született megállapítások gyűjteménye (CSONTOS 1988, 1999). Kifejezetten szerkezetföldtani céllal megvalósított részletes vizsgálatok is születtek, de a hegység bizonyos részeire fókuszálva (FORIÁN-SZABÓ 2004, NÉMETH 2005).

Munkánk során nem kívántuk ezeket a tanulmányokat megismételni, vagy bővítetten kiterjeszteni, hanem módszertani módosításokkal létrehozott új típusú megközelítést kívántunk alkalmazni.

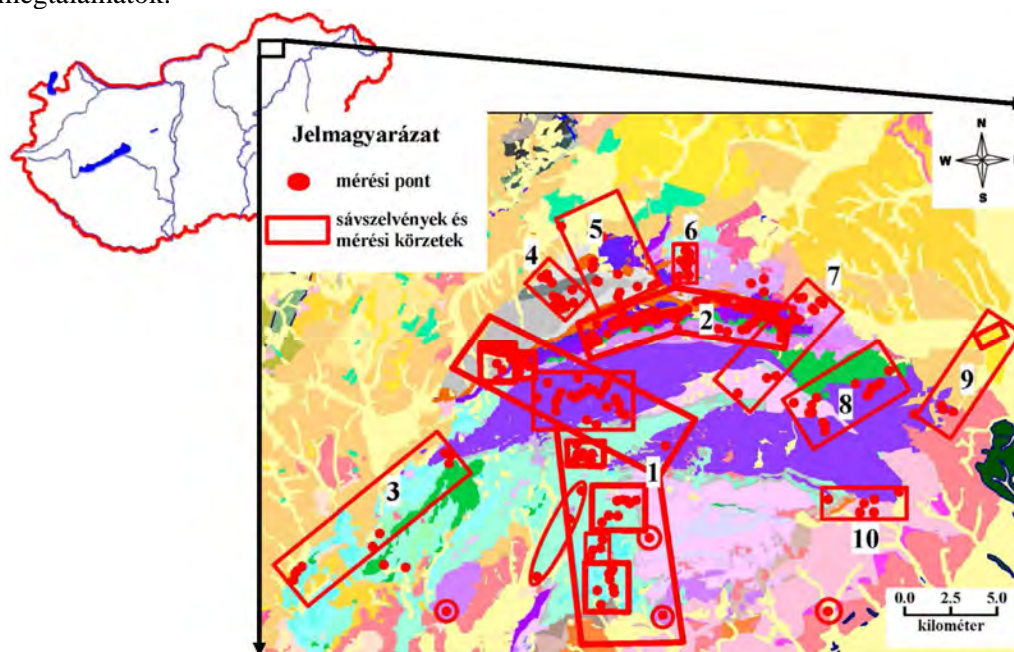
A bonyolult felépítésű és szerkezetű, valamint nehezen bejárható Bükk hegység szerkezeti vizsgálatához egyszerre kellett megvalósítanunk a lokális, a regionális és a globális léptékű közelítés szempontjait, figyelembe véve ezek kapcsolatrendszerét, perspektíváit. Ez azt jelenti, hogy egyidejűleg több léptékben kell egyszerre látni, gondolkodni, mérni és következtetni, lehetőleg úgy, hogy az így nyert elemek azonos rendszerbe illeszthetők legyenek, egymásba ágyazódjanak és következményei legyenek egymásnak. Ezt a célt csak úgy lehet elérni, ha egyidejűleg lefedjük valamilyen szinten a hegység valamennyi részét, de mégsem ismételjük meg a szisztematikus területi térképezést. Vagyis kiindulási alapul elfogadjuk a litosztratigráfiai egységek létét, értelmezését, jellemzőinek leírását és határait, ezek esetében csupán az azonosításra törekszünk egy-egy feltárás vizsgálatakor, de észlelési, mérési pontjainkat úgy jelöljük ki, hogy az fedje le a hegység minden részét.

Erre a célra legalkalmasabbnak látszott egy a hegységen átvágó DK-ÉNy-i csapású sávszelvény felvétele. Érintse tehát az erőteljesebben kiemelt K-i oldalt, de vágjon át jura képződményeket is a Bükk-fennsík DNy-i előterében, majd ÉNy-i elvégződése előtt érintse a paleo-mezozoikum átmenetét és metsze át a bükki paleozoikumot.

Terepi tapasztalataink szerint az egyes morfológiailag elkülönülő területegységek (lejtőláb, inflexió környéke, fennsíkperem, fennsíkbelső, É-i lejtő felső-, középső szakasza és alja, előtéri medencék) közül szinte mindegyikhez több észlelési pont rendelhető felszíni, vagy mélyfúrású adatsorok (litológiai rétegoszlop és karotázs) formájában. Emiatt egy-egy észlelési körzetben a mérhető és egymást kiegészítő feltárások száma esetenként akár 5-20 is lehet, és ezek elrendeződése szinte soha nem esik egybe a kijelölt szelvényvonallal, hanem annak környékén csoportosulnak. Emiatt volt szükség az ún. sávszelvény kijelölésére, amely lehetővé tette a szélesebb körű, de mégis korlátozott kiterjedésű területegységen belüli észlelések egységes szempontú összevetését, ábrázolását, értékelését. Így a sávszelvény mentén az egyes mérési helyszínek olyan kisebb, önálló területek, területegységek, körzetek lettek, amelyek alkalmasak az adott területre jellemzőinek csaknem minden irányú vizsgálatára és értékelésére. E körzetek pedig a sávon belül úgy követik egymást, mint a gyöngysor elemei, s így lehetőség nyílik arra, hogy az egész Bükkiumot végigkísérhessük a déli előterek mélypontjától az északi előterek aljzatában előforduló bükki típusú kéregréz elvégződéséig (6.1. ábra, 1. mérési körzet).

A tisztán tektonikai mérések és értékelések helyett tudatosan választottuk a morfortektonikai közelítési módot, amely kiszélesíti az észlelési és értékelési lehetőségeket, hiszen egyaránt figyel a litológiára, a szerkezeti deformációkra és tönkremenetekre, a kőzet átkristályosodására és aprózódási hajlamára, valamint a jelenségek térbeli helyzetének relatív és abszolút térszíni adataira, formai megjelenésére és karsztos formakincsének minőségére, mennyiségére.

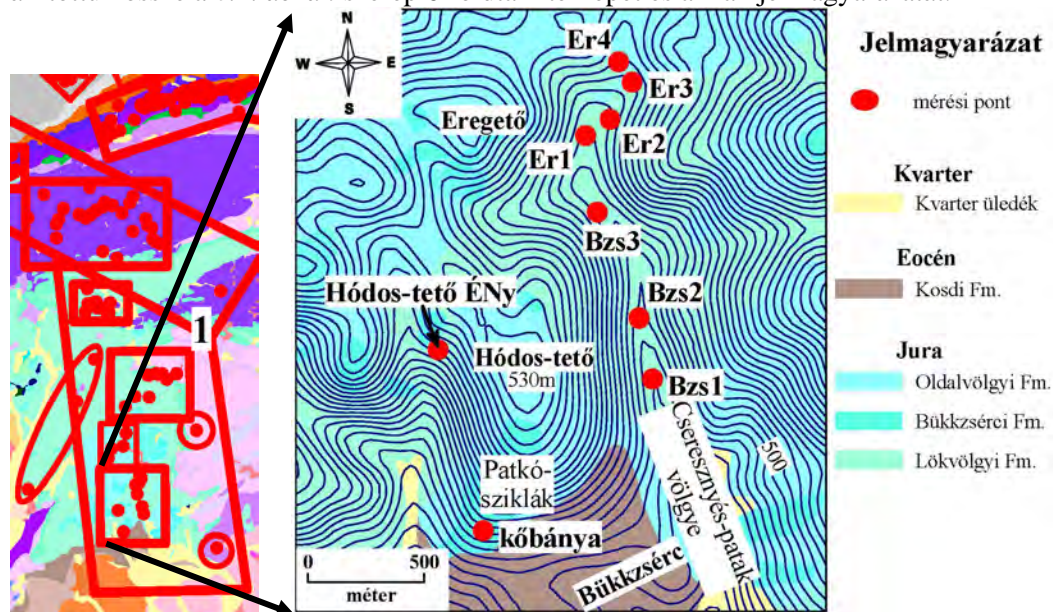
A vázolt sávszelvény mellett indokolt volt mind a hegység keleti, mind a nyugati részén szűkebb egységek szerkezeti vizsgálata, tereppontok, feltárások, útbevágások nyers kőzetfelszíne, bányafalak, esetleg pincék feldolgozása révén (6.1. ábra). Már az első felszíni bejárások során világossá vált, hogy a rétegtanilag legkevésbé kiemelt pont a hegység DNY-i elvégződése, míg a leginkább kiemelt és viszonylag lelepusztultabb a hegység ÉK-i szegélye. Emiatt e két szegélyzónában indokoltnak tartottuk 1-2 kisebb vizsgálati terület kijelölését. Különösen érvényes ez az ÉK-i szegélyre, ahol a legnagyobb mozgások és kiemelkedések mellett a legfejlettebb karsztos formakincs és legerőteljesebb tönkremenetek voltak észlelhetők. Mint a mellékelt ábrából is kitűnik e célra legésszerűbbnek tűnt a Garadna-völgy hosszában felvenni egy kisebb méretű sávszelvényt Bánkút és Lillafüred, illetve Fehér-kő-lápa (2) között. A hegység peremein – sorrendben Ny-ról K-re – általában a domináns vergenciáirányokra merőlegesen jelöltünk ki kisebb sávszelvényeket, melyek a következők (6.1. ábra): Bátor – Békő (3), Taró-völgy – Bán-völgy (4), Mária-forrás – Szalacsi-kő (5), Barátság-kert – Farkasgödör (6), Hollóstető – Majláth (7), Bükkszentkereszt – Tatár-árok (8), Miskolctapolca – Avas (9) és végül Kisgyőr (10). A hegység D-i peremén nem voltak ilyen markánsan megfogható körzetek, ezért a feltárásokat általában önállóan értékeltük. Ez utóbbiak terjedelmi korlátok miatt nem lehettek a dolgozat része, de a „Tektotéka” rendszerben megtalálhatók.



6.1. ábra: Sávszelvények, illetve mérési körzetek a Bükk hegységben

6.1. Bükkzsérc és környéke mérési körzet

Jelen vizsgálati körzetünk topográfiai és földtani adottságait a 6.1.1. ábra mutatja be. E területre vonatkozóan elsősorban az újabb térképező munkálatok nyújtottak konkrét információkat, amelynek következtében a rétegtani egységeket besorolták a formációkatalógusok bővített változatába is (CSÁSZÁR 1997, GYALOG 2002). A máig legteljesebb összefoglalás, amely sorra veszi a korábban kérdéses, vagy vitatható problémákat is, a Bükk legújabb térképező munkái során összeállt 1:50000-es térképváltozat magyarázó kötetében jelent meg (PELIKÁN 2005). Ennek alapján állítottuk össze a 6.2. ábrán szereplő földtani térképet és annak jelmagyarázatát.



6.1.1. ábra: A bükkzsérci Hódos-tető és környéke topográfiai térképe a mikrotektonikai mérési pontokkal

A földtani térképen látható, hogy a Hódos-tetőt és környékét a jura rétegsor különböző képződményei építik fel. A bemutatott térkép D-i peremén kis foltban megjelenik az eocén Kosdi Formáció főként karbonátos anyaga.

A bükkzsérci terület jura képződményei igen jó feltártságban bukkannak felszínre, gyakran csak vékony talajtakaróval fedve, de gyakoriak a sziklakibúvások (lásd Patkó-sziklák) és a mérésre is alkalmas útbevágások. A legtöbb információt azonban a területen mélyített fúrások és a hozzájuk kapcsolt felszíni anyagvizsgálatok szolgáltatották (BÉRCZINÉ MAKK – PELIKÁN 1984, PELIKÁN – DOSZTÁLY 2000). A DNy-i Bükköt, ennél fogva a Bükkzsérc környékén található jura rétegsort új rétegtani feldolgozások alapján HAAS et al. (2011), illetve HAAS et al. (2013) a Neotethys-óceán akkréciós komplexumában kialakult melange képződménynek tekinti.

6.1.1. Mikrotektonikai felvételek a bükkzsérci Patkó-sziklák alatti kőbányában

A feltárás (kőbánya mérési pont) a település ÉNy-i szélétől 400m-re, a Hódos-tető D-i lejtőjén, a Patkó-sziklák alatt található (6.1.1. ábra). A közel K–Ny-i csapású,

meredek fejtési fal kb. 60m széles (6.1.2. ábra). A bányaudvar K-i szélén a fejtési faltól néhány m-re D-re egy fejtésben visszahagyott szikla található, amely kb. 15-20m-re benyúlik a bányaudvarba. Anyaga szerkezetileg erőteljesen igénybevett. Sajátos módon az udvar Ny-i szélén is látszik egy erőteljesebben lekopott, leművelt sziklamaradvány, amely szintén kiugrik D felé a fejtési falból, elkülönülve tőle és hasonlóképpen erőteljesebben deformált, töredezett. Valószínű, hogy az udvar két szegélyén lévő, erősen tektonizált sziklaképződmények egy olyan sáv maradványai, amelyben a kompressziós feszültségek feloldódása sokkal jobban érvényesült, mint a közettömeg látható többi részén (6.1.3. ábra). A fő fejtési falon, csak egy rövid szakaszon, középtájon figyelhető meg egy olyan, néhány m szélességű szubvertikális zóna, ahol a kőzet szintén breccsásodott (6.1.5. ábra), s benne deformációs elemek maradványai ismerhetők fel. Hasonló jelenséget a hegység számos feltárásában megfigyeltünk, ahol a közettömeg egy része úgy közvetített erőhatásokat, hogy ő maga csak passzív átadója volt e feszültségeknek, de anyaga nem vagy alig deformálódott eközben. Bizonyos helyeken viszont – feltehetőleg települési vagy litológiai tulajdonságok miatt – olyan gyengesebbi sávok vagy szakaszok jelennek meg, ahol az átadott feszültségek képesek feloldódni és deformációkat, tönkremeneteleket okozni.

Feltételezzük, hogy a bányaudvar anyagában minden irányban mutatkoztak összetételbeli és szilárdsági inhomogenitások, vagyis a kőzet mechanikailag erősen anizotróp lehetett. Az összetételt bizonyos értelemben kimerevítették és mechanikailag rideggé tették a tüzkő réteg- vagy lencseszerű betelepülései, valamint a vastaglemezes, vékonypados kifejlődés, ami gyakran eleve orientálta a palásodás lehetőségét is, így ez utóbbi legtöbbször az ilyen összetételek elfordulását, és rétegmenti vagy azzal nagyon hegyesszöget bezáró palásodását idézte elő.

A fejtési fal anyagának túlnyomó részét jól rétegzett közép- és sötétszürke mészkő (Bükkzsérci Formáció) alkotja, amelyben a rétegzés váltakozása miatt réteggözegek jelölhetők ki. Vékony- és vastaglemezes típusok uralkodók, de köztük vékonypados megjelenés is lehet egyes szinteken.

A bányafeltárás kőzetanyaga a Bükkzsérci Mészkő Formáció típusfeltárása. Ez a képződmény a Hódos-tető tetőrégióját alkotja, de a bányaudvar szintje alatt folytatódik, az itt mélyült Bükkzsérc-5 fúrás tanúsága szerint 56,8m mélységig (FRIDELNÉ-MATYÓK – PELIKÁN 1987, BÉRCZINÉ MAKK 1999). Roncsaiban látható, hogy e mészkő összetételére a feltárástól É felé az Oldalvölgyi Formáció erodált maradványai települnek. A mélyfúrás és a Hódos-tető aljának feltárásai pedig azt jelzik, hogy a Bükkzsérci Formáció alatt a Lökvölgyi Formáció települ, amit a fúrás a 197,6m-es talpmélységig tárt fel. E nagyrészt pélites üledékben a filloszilikátok (illit-szericit, kaolinit és klorit) uralkodnak, de mellette kisebb mennyiségben kvarc, plagioklász és karbonát is jelen van (PELIKÁN – DOSZTÁLY 2000). Az összetétel fekete színét diszperz eloszlású szénült szervesanyag maradványok okozzák.

Erre az összetételre települ rá a Bükkzsérci Mészkő Formáció, amelyben viszonylag gazdag fosszília anyag található, így jól behatárolható a képződése korban és fáciesstaniailag is. A mikrofácies vizsgálatok alapján három alapvető mikrofácies típus volt megkülönböztethető: a mudstone, illetve mudstone-wackestone átmenet, továbbá átkristályosodott mikropátitban és ooidokban gazdag wackestone, packstone, majd harmadikként a nagyobb méretű ooidokat és mikrit csomókat, biogén páttöredékeket,



6.1.2. ábra: A Patkó-sziklák alatti kőfejtő fejtési falának K-i része



6.1.3. ábra: A bányaudvar erősebben tektonizált Ny-i szélé plasztikus deformációs elemekkel (a bal oldali képen fehér kötőtűk jelzik a falba préselt redők tengelyét)



6.1.4. ábra: Breccsásodott zóna a fejtési fal rétegekötegei mentén



6.1.5. ábra: A Patkó-sziklák alatti kőbányában mért szerkezeti elemek rózsadiagramja (a), illetve sztereogramjai (b, c)

vegyes anyagú kőzettörmelék tartalmazó grainstone (VÉGHNÉ NEUBRANDT 1957, PELIKÁN – DOSZTÁLY 2000, PELIKÁN 2005).

Az összlet az elszínezett anyagú rétegek és a kovabetelepülések segítségével jól láthatóan rétegzett, színform és nagyrészt paraautochton jellegű. A rétegek dőlése Nyias, de 210° - 280° között szóródik. Ennek oka abban keresendő, hogy a helyenként kibontott rétegfelszíneken és a fejtési falra kimetsződő rétegfelület szilüettekben is látható egy bizonyos fokú hullámosság, egy kezdődő redőződés csíráiban elhalt maradványai. Itt valójában két irányú gyűrődés kezdeményei csatlakoznak egymáshoz, a K-ÉK-i vergenciájú P_I , valamint az ezt követő ÉNy-i vergenciájú P_{II} , s ez adja a dőlésirányok lapos, kúpfelület szerű szétágazását. Mindkét erőnek maradtak vissza valóságos gyűrődéseket okozó deformációi is, de ezek száma itt nagyon alárendelt, csak bizonyos zónákban látható és mérhető (általában a korábban említett gyengésségi övekben, ahol a feszültségfeloldódások történtek). Valószínű az is, hogy e karbonátos rétegsor különböző mélységű szakaszai nem egyformán viselkedtek a kompressziós terhelés elszenvedésekor. A tűzköves rétegek közvetlen környékén a teljesen merev viselkedés volt jellemző. Ettől távolodva az enyhén görbülő lapos-hullámos réteghatárok megjelenése jelzi ezeknek az erőknek a fellépését. Ezt követően adódnak olyan szakaszok – például a fejtési főfal legfelső szintje – ahol P_I hatására létrejött valódi gyűrődések is láthatók.

Úgy tűnik, hogy a P_{II} erő deformációs és a kőzetek tönkremenetelét előidéző hatása erőteljesebb lehetett a P_I -nél. Különösen a breccsaövek és bizonyos lapos feltolódások, illetve apró törésekből álló álrédő profilok kialakításában volt szerepe.

A fő fejtési falon, számos helyen préselés, palásodás nyomai ismerhetők fel. Ezek a felületek eredetileg a P_I erő haránttörései és jobboldali konjugált litoklázisai voltak, amelyek mentén a P_{II} erő okozta nyomás és rotáció többféle jelenséget idézett elő. Helyenként kisebb feltolódások és breccsásodások, máshol hullámos felszínek, álrédő profilok, valamint – szakaszosan – kezdődő palásodás nyomait mutatják.

A bánya területén a legtöbb deformáció a már említett, az udvar K-i szegélyéről a főfallal párhuzamosan benyúló, erősen törve-gyűrt sziklaképződmény anyagában látható. Benne alapvetően a P_{II} erő okozta hatások a jellemzők, ahol a redőtengely dőlésirányok szóródása (6.1.5. ábra) részben diszharmonianak, részben pedig a rendszer fokozatos rotációjának a következménye.

Egyes görbült rajzolatok általában egy adott padon vagy kisebb rétegcsoporton belül helyezkednek el, ennek határai között elvégződnek. Sajátos módon a tűzkölcencsek közvetlen szomszédságában e jelenségek eltűnnek, vagy nagyon alárendeltté válnak, és e betelepülések anyagát nem metszik át. A kőzetminták szöveti bélyegei alapján az említett alakzatok zagyárszerű anyagmozgás, az üledékgyűjtő lejtős térszínein történő pillanatnyi áthalmozások következményei lehetnek. Valószínű, hogy ezeket a szinszedimentációs mozgásokat az aljzat tektonikai aktivitása, dinamikus jelenségei, deformációi válthatták ki.

Az álrédőknek az amplitúdója rendszerint 20-30cm-től 1-2m-ig változhat, többnyire néhány dm. Jellemzőjük, hogy a diszharmonikus redőkre emlékeztetnek, ahol a belső rajzolatok jelentősen eltérhetnek a külső szegély alakjától, bár mozgásirányaikban a hasonlóság gyakran felismerhető.

A leginkább mérhető elemek azonban a P_{II} erő hatására a breccsásodott mobilis zónákban (6.1.4. ábra) létrejött töréses álrédő profilok és valóságos gyűrődési felszínek.

Ezekhez sorolható néhány olyan igen erőteljesen deformált diszharmónikus redő is, amelyek egy része eredetileg P_I hatására alakulhatott ki, de P_{II} fokozatosan, majd teljesen beforgatta a maga palásodási síkjába, így eredeti tengelyeiből csak rövid szakaszok jelzik azt, hogy mi lehetett az eredeti elrendeződésük. Vagyis itt a másodlagos hatások szinte teljesen felülbélyegezték, deformálták, vagy saját funkciójuk szerint újíították meg a P_I rendszer elemeit (pl. konjugált litoklázisok).

A fő fejtési fal további szakaszain csak nehezen hozzáférhető helyzetben váltak láthatóvá egyes szakaszokon elsődleges redőrajzolatok, amelyek teljesen elforgatva belepréslődtek a P_{II} redő-, illetve palásodási felszínébe. Itt jól látható volt, hogy szelektív lehetett a gyüredezés, amely kikerülte, illetve nagyrészt érintetlenül hagyta a tűzkő betelepüléses szakaszokat. A főfalon kimérhető töréses elemeket a 6.1.5. ábra rózsadiagramja ('a' diagram) és sztereogramja ('b' diagram) mutatja be. Ebből látható, hogy a fő töréses elemek az elsődleges erő erősen elforgatott haránttörései és radiális törései voltak, amelyeket a másodlagos erőhatások már úgy újíítottak meg, hogy új funkcióval ruházták azokat fel. A redőképző P_I haránttörése a P_{II} frontális törésévé és részben hasonló csapású palásodási felületévé vált, s a radiális és frontális törésekből lettek a P_{II} haránttörései. A bányában mért redőtengelyek (6.1.5. ábra 'c' diagram) mindegyike a P_{II} erőrendszer hatására jött létre.

6.1.2. Útbevágás a Hódos-tető ÉNy-i oldalán a bányától ÉÉNy-ra

A Bükkzsércről ÉNy-i irányba kivezető erdészeti földúton a Hódos-tető ÉNy-i oldalában egy 63m hosszú Ny-K-i csapású bevágásban tárulnak fel a Bükkzsérci Mészke és a beágyazó Lök völgyi Agyagpala képződményei (Hódos-tető ÉNy mérési pont). A mészke a bányában találhatóval megegyező, közép- és sötétszürke, kemény, rideg, szilánkos törésű, kalciteres, gyűrt kőzet. A feltárásban mért deformációs elemek rózsadiagramját és sztereogramját a 6.1.6. ábra mutatja. Elsősorban a P_I haránttörései, P_{II} bal oldali konjugált litoklázisai, valamint P_{III} haránttörései az uralkodók.



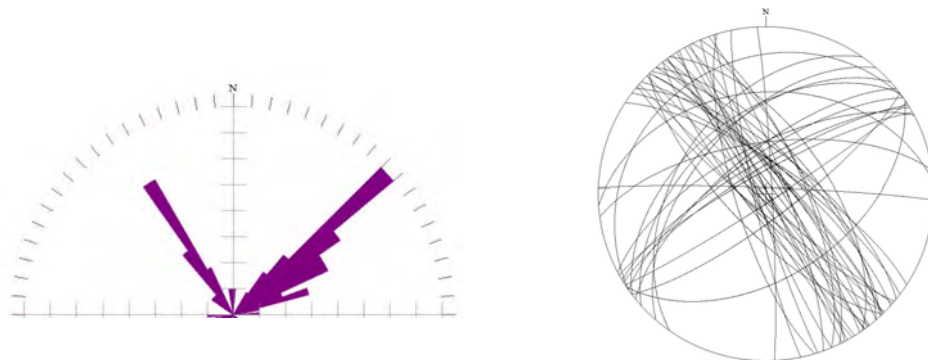
6.1.6. ábra: A Hódos-tető ÉNy feltárásban mért deformációs elemek rózsadiagramja és sztereogramja

6.1.3. A Hódos-tető K-i aljában Bükkzsércről (Bzs) északra vivő erdészeti út bevágásai

A Bükkzsércről a Cseresznyés-patak völgyében É felé vivő út K-i oldalában 3 nagyobb méretű feltárásban (Bzs1-3) tanulmányozható a Lök völgyi Formáció agyagpalája (6.1.1. ábra). A Bzs1 feltárásban a kőzet vastosabb palakötegei egy Ny-ra alábukó redőszárnyat rajzolnak ki, amelynek redőtengelye feltehetően ÉÉNy-ias dőlésű és enyhén hullámos. A palában helyi budinásodás és diszharmónikus redőződés

figyelhető meg. A 6.1.7. ábrán ábrázolt mérési eredmények is egy ÉK felé vergáló redőboltozat K-i szárnyát mutatják, amelyben a jellemző litoklázis irányok a redőzést előidéző P_I erő haránttörései és frontális törései, míg a konjugált litoklázisok alárendelten jelennek meg. A feltárás szerkezeteiben kimutatható ÉNy-ias rotációra utalnak a haránttörés és a konjugált litoklázisok elmozdulásai és az utóbbiak viszonylagos aszimmetriája.

A Bzs2 mérési pont környékén az É-D-i csapású völgy beszűkül, oldalai meredekké válnak. A talajkúszás és a törmelékbehordódás intenzitásán is látszik, hogy rendkívül gyors a völgyfejlődés.



6.1.7. ábra: A Bzs1 feltárásban mért deformációs elemek rózsadiagramja és sztereogramja

A Bzs3 feltárásban mérhető É-D-i csapású nyitottabb törések valószínűleg a P_{II} erő által megújított elemek (6.1.8. ábra). Így a P_I baloldali konjugált litoklázisa P_{II} jobboldali konjugált litoklázisává válik és a rotáció miatt nyitottabb.



6.1.8. ábra: A Bzs3 feltárásban mért deformációs elemek rózsadiagramja és sztereogramja

6.1.4. Az Eregető tető (Er) K-i oldalában északra vivő erdészeti út bevágásai

A következő négy mérési pont (Er1-4, 6.1.1. ábra) a Lök völgyi és az Oldalvölgyi Formációk határa közelében lévő kőzetkibukkanásokon található. Valószínű, hogy szegélyi helyzetükből adódóan a bennük mérhető adatok bizonyos eltéréseket és szórást

mutatnak. A feltárásokban az agyagpala enyhén diszharmonikusan gyüredezett, néhol budinasodás is látható. A gyűrődések tengelye általában É-ias dőlésű, ezeket a P_1 erőrendszer hozta létre. A töréses deformációs elemek arra utalnak, hogy az agyagpalát többirányú erőhatás érthette. A P_{II} erőrendszer bal oldali konjugált litoklázisai az Er3 feltárásban mérhető a legjobban (6.1.9. ábra). A 6.1.10. ábra rózsadiagramjában kirajzolódik a P_1 rendszer kissé rotálva megjelenő haránttörése, valamint egyenetlenül fejlett két konjugált litoklázisa.



6.1.9. ábra: Az Er3 feltárásban mért deformációs elemek sztereogramja



6.1.10. ábra: Az Er4 feltárásban mért deformációs elemek rózsadiagramja

6.2. Ökrös mérési körzet

A 7km^2 kiterjedésű területen az ÉK-i rész van mind topográfiai, mind földtani (szerkezeti és rétegtani) értelemben legkiemeltebb helyzetben. A felszínt egykor borító kainozóos rétegsor karbonátos és sziliciklasztos törmelékes üledékei itt már teljesen lepusztultak, s a jura is elvékonyodott, így a mérési körzet K-i szegélyén kibukkannak a triász képződmények (6.2.1. ábra). A mélyebben bevágódó völgyek talpán időszakos vízfolyások által pulzáva mozgatott lejtőüledékek lemosódó anyagát is elsősorban a triász és a jura rétegek szolgáltatják. Csupán a Nagy-Ökrös Ny-i, valamint a Nagy-Ökrös és a Kis-Ökrös D-i oldalán maradtak vissza a Harsányi Riolituffa maradványfoltjai (6.2.1. ábra), valószínűleg átmozgatott helyzetben.

A területen a rétegtanilag legmélyebb helyzetű képződmény a K-ÉK-i szegélyen felszínén lévő késő triász Felsőtárkányi Mészke Formáció, amelynek pelágikus intraself mészköve lemezes–vékonypados megjelenésű. Az erősen konszolidált, tömött szövetű világosszürke színű kőzet szilánkosan, kagylósan törik, ridegen viselkedik, viszont jól megőrizte a mély fedettségben elszenvedett deformációs hatások nyomait.

A triász-jura határán keskeny sávban húzódik a triászra közvetlenül települő Bányahegyi Radiolarit Formáció, amelynek változatos színű, vékonyréteges, palás rideg anyagának törmeléke a talajban jól követhető, de kisebb feltárásaiban közvetlenül is mintázható. A rétegsorban helyenként kisebb mészkőtestek települnek közbe.

A Bányahegyi Radiolaritra települve találjuk a mérési körzet legnagyobb részén felszínalkotó Lökvölgyi Formáció homokos, agyagos aleurolitpaláját. Az enyhén metamorfizált kőzet többnyire sötétszürke színű, jól alkalmazkodott a térrövidülés során elszenvedett deformáló hatásokhoz. Az ilyen zónák vették fel a feszültségek legnagyobb

részét, mivel rugalmasan tudtak kitérni és viszonylag plasztikusan viselkedtek. Így gyüredezésük helyenként erőteljes, sőt itt-ott kaotikus a mészkővel és főként a radiolarittal szemben. A redők diszharmóniája az ilyen képződményekben figyelhető meg legjobban.

A legfiatalabb felszínalkotó mezozoos képződmény a késő jura képviselőjében megjelenő Mónosbéli Formáció. A képződmény a Lök völgyihez hasonló, sötétszürke, agyagos, homokos aleurolitpala, amelybe betelepülve megjelennek a Csipkéstetői Radiolarit kovapalái és kisebb mészkőlelencsék is. A formáció nehezen különíthető el a szomszédos képződményektől, s a tektonikus feszültségekkel szembeni viselkedése is nagyon hasonlít az őt körülvevő, hasonló megjelenésű és anyagú képződményekéhez.

A mérési körzetben feltárt mezozoos rétegek mindegyikére elmondható, hogy a szerkezeti igénybevétel hatására enyhe metamorfózist szenvedtek, területileg egyenetlenül, helyenként igen erősen törtek és gyűrődtek, így anyaguk könnyen áldozatául esett az erózió lepusztító hatásainak.

6.2.1. A Tászás-rét feltárásai (Ö1-3)

Az Ökrös körzet DNy-i részén lévő három feltárásban az uralkodó képződmény gyúrt, közép- és sötétszürke agyagpala (6.2.2. ábra), amelyben 1-3m-es közönséges lemezes, vékonypados mészkőlelencsék települnek, kirajzolva az egykori rétegzés irányát. A képződmények települése kétségtelenül sztratiform, s a feltárásokban általában a paláság és a rétegzés közelítőleg egybeesik.

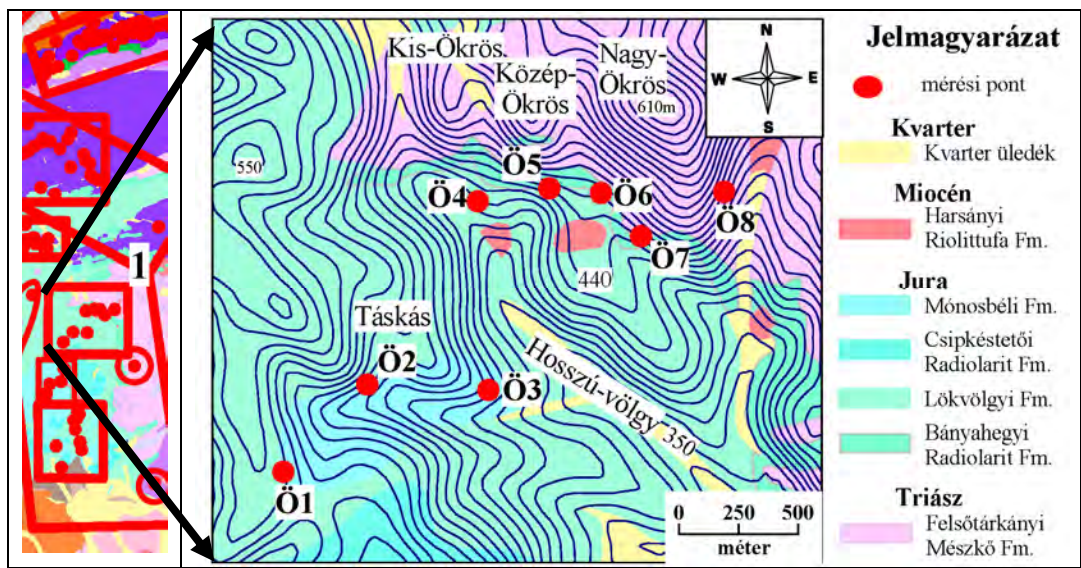
Az agyagpala diszharmónikusan gyúrt, budínásodott, fel- és rátolódásokkal szabdalta. E deformációk egy DNy felől ható domináns nyomóerőt jeleznek. Az ÉNy-i vergenciájú térrövidülésnek jóval gyengébben látható a felülbélyegző hatása, csupán az agyagpala egyes részein figyelhető meg kisebb mikroredők formájában.

A feltárás töréses deformációs elemei kétirányú erőhatásra utalnak. Bár a DNy felől ható, elsődleges P_I erő haránttörései uralkodnak, megjelennek ugyanennek az erőhatásnak a bal oldali konjugált litoklázisai, valamint a DK felől ható, másodlagos P_{II} haránttörései is (6.2.3. ábra). A kettős erőhatást P_I dominanciája elnyomja, a legtöbb kisebb szerkezet, illetve deformáció és a budínásodás ennek hatására jött létre.

Az agyagpalán belül a mészkőszávok között is megfigyelhető kisméretű redőződés. A későbbi P_{II} erő a nagyobb szerkezeteket felülbélyegezni nem tudta, így csupán a mészkőlelencsék közötti, plasztikusabban viselkedő agyagpala rétegekötegekben hagyott nyomot.

Alárendelten megfigyelhető a P_I - P_{II} együttes fellépésekor megjelenő eredő P_{III} erő É-ÉNy-ias vergenciájú feszültségterének mérsékelt, de hatása kimérhető egy Ny-DNy-K-ÉK redőtengelyű harmadlagos jelentőségű, elmosódó gyüredezés formájában. Közöttük előfordulnak olyan redőtengelyek is, amelyek a P_{II} hatására kialakult redők utólagos deformációjával származtathatók, s így tengelyirányuk a P_{II} és a P_{III} erők hatására létrejött redők átlagos tengelyirányai közötti szögben helyezkedik el.

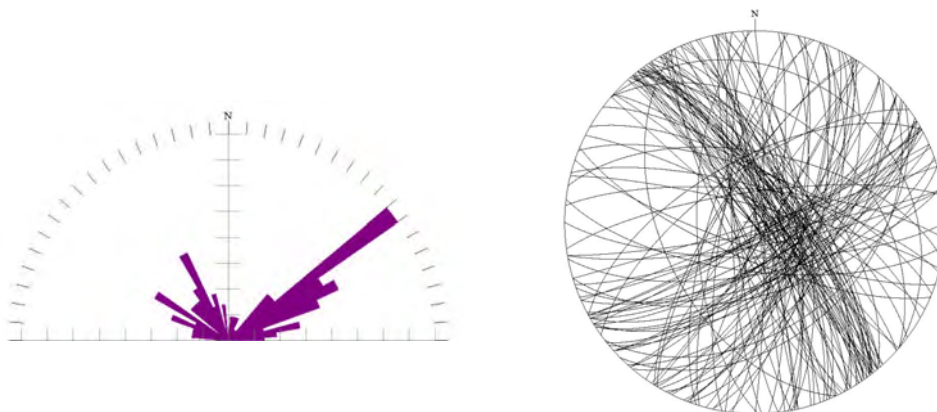
A Tászás DNy-i peremén lévő szelvényben (Ö2) is két nagy csoportra oszthatók a rideg töréses elemek. Ezek egy kisebb része a DNy felől érkező erőhatás palásodási síkja, nagyobbik része viszont ugyanennek az erőhatásnak a haránttörése lehet, hasonlóan az előző feltárásban mért szerkezeti elemekhez. Sokkal kisebb arányban jelenik meg e P_I erő bal oldali konjugált litoklázisa. P_{II} alig nyomozható a feltárás kőzetanyagának deformációjában (6.2.4. ábra).



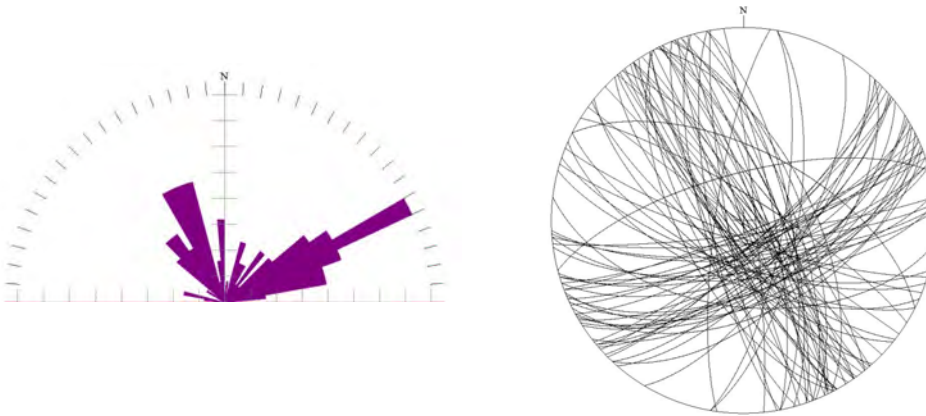
6.2.1. ábra: A Táskás-rét és Nagy-Ökrös körzetének földtani térképe a mikrotektonikai mérési pontok feltüntetésével GYALOG (2005) és PELIKÁN (2005) alapján



6.2.2. ábra: A Táskás-rét lejtőjének egyik agyapala feltárása összelapított redők szárnyaival



6.2.3. ábra: A Szép-órom (Ö1) feltárásban mért törések rósdiagramja és sztereogramja



6.2.4. ábra: A Táskás DNy (Ö2) feltárásban mért törések rózsadiagramja és sztereogramja



6.2.5. ábra: A Táskás DK-i oldalában lévő rövidebb feltárás rideg deformációs elemeinek rózsadiagramja és sztereogramja



6.2.6. ábra: P_{II} plasztikus deformációs elemei a Táskás DK-i oldalában

A Tásкас-hegy DK-i lejtőoldalán lévő feltárások (Ö3) egy K felé aszimmetrikusan torzult, ferde redősört tartalmaznak. E redők jellemzője, hogy a tengelyük akkor látható, ha ott deformált, gyüredezett mészkőlelencsék települnek, mert ezek megakadályozták a gyürodések teljes összelapulását. Általános azonban, hogy a szárnyak összepréselődése miatt rendszerint nagyon kicsi, 1m-en belüli a hullámhossz, míg az amplitúdó 3-7m között változik.

A rétegsorban a paláság és a rétegzés közel párhuzamos helyzetű, amit a mészkövek és a homokos aleurolitos mészkő sávok közbetelepülése tesz láthatóvá. A feltárásban átlagosan 15-30m-enként követik egymást aszimmetrikus redőtengely zónák, ahol átnyíródások és meredek visszatörések figyelhetők meg K felé ritkuló tendenciával. A teljesen összepréselt és gyakran kisebb vetődésekbe átmenő, kettős 'S' alakú redők kettős tengelyénél a szárnyak hajlásszögének változása figyelhető meg akkor is, ha a redőív csak nagyon alárendelten látható.

A 6.2.5. *ábra* diagramjai jelentős szórást mutatnak a feltárás közeteiben mért deformációs elemek irányítottságában. Különösen a sztereogramon lehet látni, hogy a két domináns irány között szinte minden irányban van legalább egy felület. Ez alapvetően az egymással hegyes szöget bezáró kétirányú erők fokozatos rotációja miatt jöhetett létre. Az elsődleges P_I palásodási síkjai, valamint konjugált litoklázisai jelennek meg mind a csillagdiagramban, mind a sztereogramban. Ugyanakkor ezek a törési síkok a P_{II} hatására felújultak, annak haránttöréseivé, illetve bal oldali konjugált litoklázisaivá váltak. P_{II} palásodási síkjai is megjelennek a deformációs elemek között. Természetesen az erőhatások nem csak rideg töréses elemeket hoztak létre, hanem kisebb-nagyobb redőket láthatunk áttört, meggyötört állapotban (6.2.6. *ábra*).

6.2.2. „Kis-Ökrös” szelvény (Ö5)

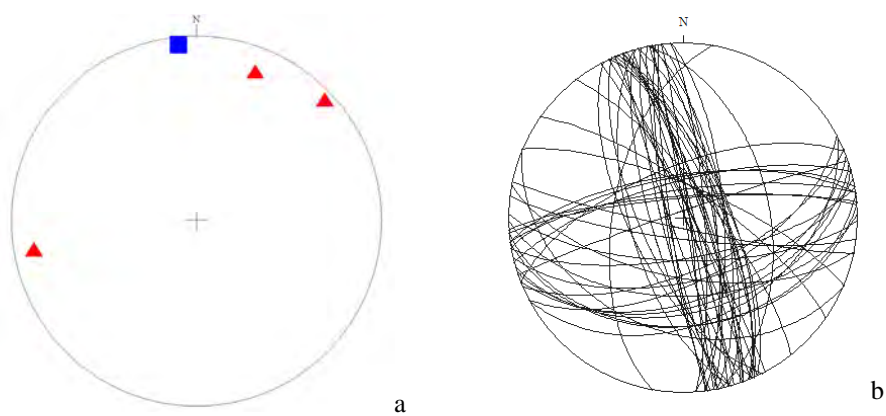
A Kis-Ökrös DNY-i lejtőoldalában, az erdészeti út mentén érintkezik egymással az É felé keskeny sávban húzódó Bányahegyi Radiolarit és a lejtőirányban található Lökvölgyi Formáció. A szelvény (Ö5) több kisebb feltárása közül a legjelentősebb egy a 6.2.7. *ábrán* látható vörös színű, vastaglemezes radiolarit, amely a Bányahegyi Radiolarit Formáció típusos kőzete. A közelében itt-ott kibukkanó gyüirt, sűrű lemezes mészkő valószínűleg e jura képződmények bázisán húzódó triász karbonátos öszlet foltokban felszínre bukkanó anyagához tartozik. A radiolarit feltárás anyaga kb. 30-40m szélességben bukkan felszínre. Kőzete rendkívül kemény, rideg, ezért kissé meglepő, hogy milyen jól mutatja az egykori feszültségtér többirányú gyürodéseit.

E feltárás sajátossága, hogy DNY és DK felől, diagonális irányokból nézve (6.2.7. *ábra* 'a' kép) a feltárás felszínén jól kirajzolódik a kétirányú redőződés egymást átmetsző felületeinek a sora. Frontálisan az figyelhető meg (6.2.7. *ábra* 'b' kép), hogy a feltárásban kirajzolódó redők tengelyei É-ias dőlésűek, a deformált kőzet jó megtartású, míg a feltárás NY-i és K-i szárnyán erőteljesen töredezett.

A Kis-Ökrös szelvényben feltároló radiolarit egyértelműen kétirányú erőhatás okozta deformációt mutat. Az elsődleges P_I erő itt egészen NY-ias irányból érte a kőzettestet, erőteljes, diszharmónikus gyürodéseket hozva létre. Redőtengelyeit a másodlagos P_{II} erőrendszer elforgatta ÉK felé, így azok itt még inkább nyugatias erőhatásra utalnak (6.2.8. *ábra* 'a' diagram). Ugyanakkor a P_{II} hatására kialakult gyürodés redőtengelye is deformált, valószínű, tehát, hogy a P_I -nek még volt aktív periódusa akkor is, amikor P_{II} már intenzíven hatott a kőzettestre. Egyéb bükki



6.2.7. ábra: A Kis-Ökrös (Ö5 szelvény) radiolarit feltárása 2 irányból fotózva



6.2.8. ábra: A Kis-Ökrös radiolaritjában mért redőtengelyek (a) és törések (b) sztereogramja

feltárásokon tett észleléseink alapján általánosságban mutatkozó jelenség, hogy a többször megújuló, egymásra közel merőleges két erőhatás kései megnyilvánulásai idején az együttes aktiválódásuk eredője É-i el-, illetve feltolódást okozott, helyenként megprelve az említett két rendszer deformációs elemeit. E feltárásban ilyen preelési hatás és hozzá kapcsolható konjugált litoklázis nem mutatható ki, viszont a feltolódás és a redőtengelyek É-ias dőlése ennek az eredő P_{III} erőnek a megjelenésére utalhat.

A nyugatias P_I erőhatás haránttörései is megjelennek a 6.2.8. *ábra* 'b' diagramján relatíve lapos DK-ies, illetve ÉNy-ias dőléssel. A diagramban P_{II} haránttörései dominálnak KÉK-i és NyDNy-i meredek dőlésekkel.

6.2.3. A Nagy-Ökrös környékének feltárásai (Ö6-8)

A három feldolgozott szelvényben feltároló világos-középszürke, lemezes mészkő (6.2.9. *ábra* 'a' kép) rétegzését csak a szórványos tűzközsinórok, lencsék helyzete alapján lehet megítélni (6.2.9. *ábra* 'b' kép). A kőzet elválása paralelepipedonos, gyűrődései diszharmonikusak (6.2.9. *ábra* 'c' kép). A redőszárnyakon anyaga kisebb redőkre tagolódik. Belső elválásai és deformációs rendszere arra utalnak, hogy kétirányú nyomás hatására redőződött (DNy-ről és DK-ről), de itt a ma látható formáit a Ny-ias preelő hatás nyomainak dominanciája jellemzi.

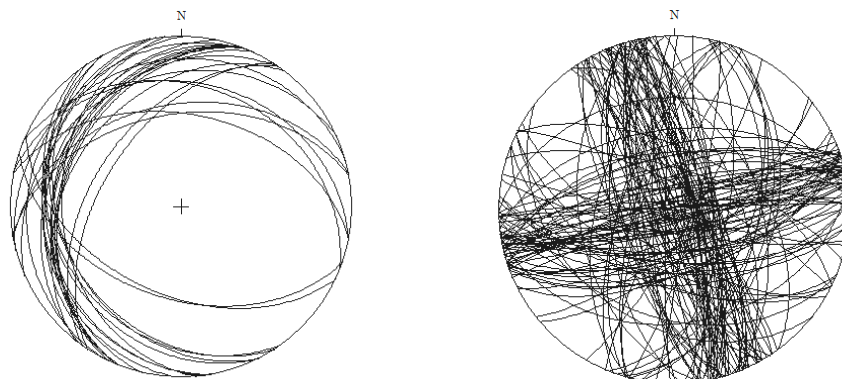
A Közép-Ökrös-lápa szelvényben (Ö6) egyértelműen kétirányú paláság mérhető (6.2.10. *ábra* bal oldal). A DNy felől ható P_I palásági síkjait valamivel kisebb számban mértük, mint a DK felől ható P_{II} -ét, azonban közel hasonló a jelentőségük. A konjugált litoklázisok tekintetében viszont erős a P_I erőhatás dominanciája. A 6.2.10. *ábrán* (jobb oldal) nagyrészt a P_I erő bal és jobb oldali konjugált litoklázisai jelennek meg, elvéve azért P_{II} konjugált litoklázisait is kimértük. A konjugált litoklázisok esetében is megfigyelhető, de a palásodási síkknál egyértelmű, hogy viszonylag nagy a dőlésirányok szórása. Ez általában a P_I erő elemeinél megszokott, de P_{II} esetében rendszerint kisebb. Az ebben a feltárásban érzékelhető nagyobb szórást vagy az időnként reaktiválódó P_I deformáló hatása okozta, vagy az, hogy P_{II} több fázisban jelentkezett és az egyes fázisok nem mindig ugyanabból az irányból érték a közettömeget.

Az Ökrös-fertő szelvényben (Ö7) is kétirányú gyűrődési rendszert mutat a kőzet, azonban többnyire az elsődleges, NyDNy-ről jövő nyomás okozta redőzés a domináns. A lemezes mészkő gyakran kihengerelt, budinásodott vagy paralelepipedonos elválású.

A 6.2.11. *ábra* bal oldali sztereogramja azt mutatja, hogy a törések dőlésirányainak rendkívül nagy változatosságát mértük. Szinte minden égtáj felé dőlnek felületek, néhány csoport azonban jól elkülöníthető. A DNy felől ható P_I jobb oldali konjugált litoklázisai viszonylag markánsan jelennek meg a sztereogramban ÉNy-DK-i csapással és ÉK-i dőléssel. P_I haránttörései mérhetők, de kevés látható belőlük. Ennek bal oldali konjugált litoklázisai szinte teljesen eltűntek vagy a felülbélyegzés miatt, vagy e szakaszon eleve nem volt jellemző a megjelenésük. A P_I -gyel feltehetően hegyesszöget bezáró P_{II} haránttörései nagyjából egybeesnek P_I markáns konjugált litoklázisaival. Ez lehet az oka annak, hogy ezek a litoklázisok nagy számban megmaradtak és szokatlanul – inkább a haránttörésekre jellemző – meredek dőléssel metszik át a kőzetet. P_{II} bal oldali konjugált litoklázisai szintén fejlettek és jól azonosíthatók a sztereogramban csaknem É-D-i csapásiránnyal és Ny-i dőlésiránnyal. P_{II} jobb oldali konjugált litoklázisai – hasonlóan P_I bal oldali konjugált litoklázisaihoz – szintén hiányoznak a



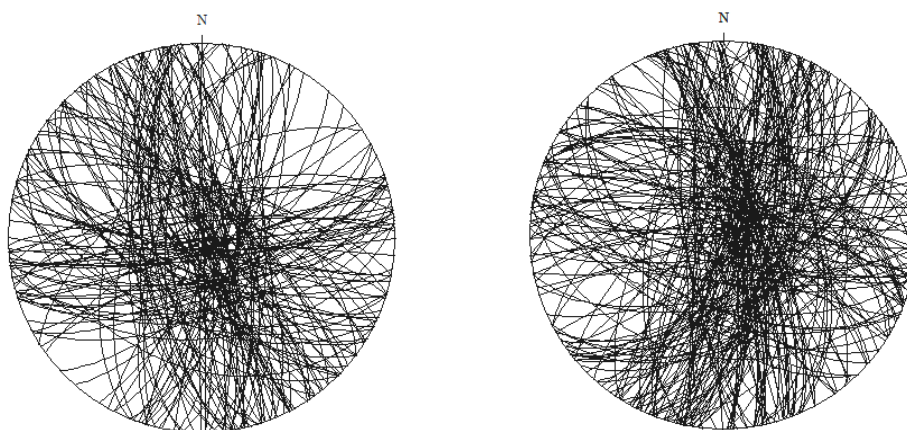
6.2.9. ábra: A Nagy-Ökrös környékének feltárásaiban ('a' kép) látható tűzköves mészkő ('b' kép) részben áttört, összepréselt és enyhén redőzött mészköve ('c' kép)



6.2.10. ábra: A Közép-Ökrös-lápa szelvényben kimért palássági síkok (bal oldal) és törések (jobb oldal) sztereogramja

feltárásban. Ez a féloldalasság rotációra utal, amely a más feltárásokban felismert összefüggésekhez hasonlóan feltehetően ÉNy-ias, vagyis az óramutató járásával ellentétes irányú lehetett.

A Nagy-Ökrös DK-i lejtőoldalán lévő szelvényben (Ö8) feltárt összletet feltehetőleg érthették DNy felől igénybevételek azonban egy markánsabb nyomóerő felülbélyegezte az elsődleges formákat. E D-DK felől ható és enyhe rotációt mutató P_{II} erőhatás a kőzetet jobbra merev, de kissé még plasztikus állapotban érthette, ami kiolvasható a flexúraszerű hajlatok gyüredezési és törési jellegéből, valamint a diszharmonikus gyűrődések magjaiban megjelenő rudas kihengerlődésekből. Az egész redők léte jobbra csak feltételezhető, mivel a feltárás néhány méteres vertikuma nem teszi lehetővé a ferde redő szárnyainak azonosítását, melyek egyébként is réteglap menti csúszásokkal, kisebb kihengerlődésekkel, ékszerű kivégződésekkkel és kisebb átnyíródásokkal, feltolódásokkal jellemeztek.



6.2.11. ábra: Az Ö7 és az Ö8 szelvényben mért törések sztereogramja

Az előző szelvényhez hasonlóan a Nagy-Ökrös szelvényben (Ö8) is rendkívül nagy számban mérhettünk töréseket. Az 6.2.11. ábra jobb oldali sztereogramján úgy tűnik, hogy a DNy felől ható P_I eredeti jobb és baloldali konjugált litoklázisai is megjelennek enyhén ÉK, illetve DK felé kb. 35-45°-ban dőlő felületek formájában. Ezek erőteljesen Ny-ias, NyDNy-ias erőhatásra utalnak. Ezt bélyegezte felül a DK felől ható P_{II} , ami azt eredményezte, hogy P_I baloldali konjugált litoklázisai szinte teljesen eltűntek, jobb oldali litoklázisai pedig elfordultak, és K-ies, meredekebb dőlésű felületekként láthatók. Egy újabb ÉNy-i rotációs hatásra P_{II} jobb oldali litoklázisai még tovább fordulhattak és még meredekebbé váltak, így KÉK-i dőlésű felületekben követhetők, amelyek már egészen meredek dőlésűek.

6.2.4. Általános és szerkezet-morfogenetikai összegzés

A vizsgálati terület a Hór-völgy vonalában és annak folytatásában megjelenő olyan határzónában van, ahol a Bükk K-i és Ny-i részének felszínre bukkanó képződményei érintkeznek. A korábban kiemelkedő K-i rész felszínéről e zónáig pusztult le a mezozoikumot fedő jura rétegsor és természetesen az azt fedő kainozóos képződmények csaknem teljes tömege. Így az itt feltároló triász lemezes mészkövekre eredetileg a

miocén elején és azt megelőzően több ezer méter vastag rétegsor kőzetoszlopának terhelése nehezedett. Ebből következőleg a kezdeti deformációkat a késő jura – kréta idején egy részben plasztikus, részben már merev, rideg állapotban szenvedték el. Míg a triász mészkövek padosak vagy többnyire lemezesekek, de jól konszolidáltak és rideg konzisztenciájúak, addig a jura összletben nagyon sok a pelágikus zónákra és mélyebbvízi környezetekre általában jellemző finomtörmelékű, jól osztályozott sziliciklasztos üledékek egész sora, illetve váltakozása. Bár kovásodás a késő triászt és a jura bizonyos szakaszait egyaránt jellemzi, a jura üledékek kőzetmechanikai szempontból lényegesen formálhatóbbak, rugalmasabban alkalmazkodók, deformálhatók még enyhe metamorf hatásokat elszenvedett, vagy kissé kovás rétegeik anyagában is, mint a triász összlet.

A jura üledékek közül a mélyebb szinteket képviselő, nagyrészt pelágikus kőzetek találhatóak meg túlnyomórészt palásodott agyagos, aleuritos, finomhomokos szemcseösszetételű rétegek formájában. Anyagukat néhány helyen átitató jellegű kovásodás jellemzi, ami megfelel a pelágikus zónában megnyilvánuló üledékképződésnek, mivel a karbonátok igen alárendelt volta mellett a radiolária eredetű vázviassaoldódás általánosan elterjedt jelenség. Helyenként azonban a radioláriák olyan tömeges megjelenésűek, hogy lokálisan jól rétegzett üledékes lencsék alakot vesznek, jelentősen befolyásolva közvetlen szomszédságukban a rétegsor konzisztenciális adottságait.

Csaknem minden feltárásban kimutatható a KÉK-ies vergenciájú, elsődleges P_1 nyomóerő, amelynek deformációs hatása e térségben kisebb méretű, max 100m-es hullámhosszú gyűrődéseket hozott létre enyhe, illetve változó diszharmoniaival. Ezeknek az antiklinális szerkezeteknek a tengelysíkja rendszerint görbült, K felé ívesen hajló, Ny-ias dőlésű, de észleléseink szerint sehol nem megy át fekvő vagy áttolt redőkbe. A viszonylag erősebben bezáródott (összepréselt szárnyú) kisebb redőcsoportokat egy-két megfigyelt esetben nagyobb átmérőjű, enyhébb ívű antiklinális szerkezet ágyazza magába, mint belső diszharmonikus gyűredésű magrészt. Egy-egy feltárás sokszor csak a magrészt valamely szakaszát vagy a beágyazó, K-ies vergenciájú redők egyik szárnyát és annak környékét teszi láthatóvá.

A K-ies, ÉK-ies redőződésnél tehát eleve van egy elsődleges diszharmonia, ami fokozódik az ismétlődő kompressziók során, majd később változó mértékű torzulást szenvedhet az ÉNy-ias rotáció következtében. Bár e vizsgálati körzetben is kimutatható a kétirányú nyomóerő hatása, az elsődleges P_1 erőrendszer konjugált litoklázisai később erőteljesen felülbélyegződve részben eltűntek, részben megújulva deformálódtak és többszöri rotációban vettek részt. Az elfordulás iránya itt szintén az óramutató járásával ellentétes, azaz ÉNy-ias, de helyenként nagyobbak tűnik, mint a környező feltárásokban mérhető érték. Ennek alapján valószínű, hogy az összlet egyes részein nem azonos mértékű volt a rotáció, miként a különböző feszültségmezők deformációs hatásainak megnyilvánulásai sem. Az elfordulások, területenként némileg eltérően, 10-15°-tól, 30-40°-ig változhattak. Jellemzően azonban 15-30° közé tehető az átlagos elfordulási érték. A lazább szerkezetű és eltérő konzisztenciájú részleteket tartalmazó jura üledéksor különösen alkalmas volt arra, hogy ilyen heterogén viselkedést mutató részletekre tagolódjon.

Kiugró különbségeket nem érzékeltünk a mérési körzet K-i és Ny-i része között sem a határfelület mentén, sem a jura és triász felszínek között. Ellenkezőleg, nagyjából

egyidejű és egyforma erősségű lehetett az itt feltáruló késő triász és kora jura képződmények tektonikus igénybevétele és deformációja, leszámítva néhány lokális jelenséget, ami a kőzetek eltérő mechanikai ellenálló képességéből következhet.

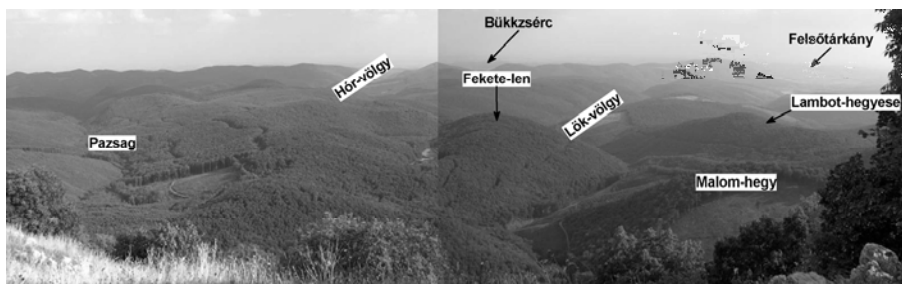
6.3. Fekete-len mérési körzet

Vizsgálati területünk a D-i fennsíkperem alatti felső lejtősáv egy szakasza, a Lök-völgy völgyfője közelében. A terület központi pozitív domborzati eleme az elliptikusan elnyúlt É-D-i tengelyű Fekete-len hegy. Két oldalát É-D-i tektonikus-eróziós völgyek határolják, ezek iránya egybeesik a Bükk D-i oldalának általános morfológiai feltagolódási főirányaival (6.3.1. ábra). A dombhát gerincének sajátos ellenlejtése alakult ki a lejtőiránnyal szemben, míg a D-i elvégződés meredeken szakad le az előterére. Ez több hasonló gerincre is jellemző. Kialakulásukat a kőzetkeménység különbségek mellett az magyarázza, hogy szegélyeiken gyakran töréses-vetődések elemek húzódnak, az anyagukat alkotó agyagpalák és mészkövek általános dőlése pedig É-ÉNy-i, az általános lejtőiránnyal ellentétes.

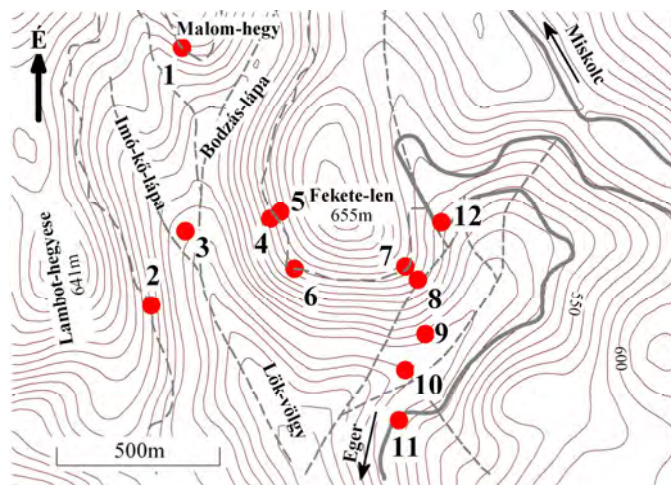
A fő völgy a hegy nyugati oldalán lefutó Imó-kő-lápa (6.3.2. ábra), amelynek kezdő és végpontját összekötő képzeletbeli lejtőnek alig $4,3^\circ$ az esésszöge. Ez annak tudható be, hogy az eróziós kimélyülés a völgyfő közelében erőteljesebb volt, míg lejjebb az agyagpala felszínből kibukkanó kovás-lemezes alkatú, gyúrt mészkősávok egyfajta lepusztulási küszöböt jelentettek, útját állva az erőteljesebb erózióknak. E mészkövek kibúvási szelvényei általában belső tereplépcsők, s helyenként a gyors lepusztulás miatt áttört anyaguk maradványai kapuszerű boltíveket alkotnak a völgytalp fölött. Helyenként ezeknek már csak a csomkjai láthatók.

Mindez arra utal, hogy a területen felszínre bukkanó, ívelt, nagy kiterjedésű mészkőlencsék mind a szerkezet belső rajzolatát, mind pedig a felszín lepusztulási folyamatait minőségileg és mennyiségileg meghatározták. A fővölgy leágazásai többnyire kevésbé jellegzetes, egyenletesebben fejlődött oldalvölgyek. Tektonikai értelemben viszont a Fekete-len DK-i szegélyén futó völgy látszik szerkezetileg legmarkánsabban preformáltnak, hiszen itt a több ízben reaktiválódott kapcsolódó törések mentén – a fennsík relatíve fiatal feltolódásos kipréselődésekor – jelentős elvetődések következtek be. A Fekete-len K-i oldalán húzódnó folytatásában azonban szélesebb és kevésbé kimélyült völgyképződmény jött létre (Hereg-rét), ahol a mészkő összlet kiszélesedése, valamint kvarcit, illetve radiolarit lencsék betelepülései lassították le és befolyásolták a völgyfejlődést.

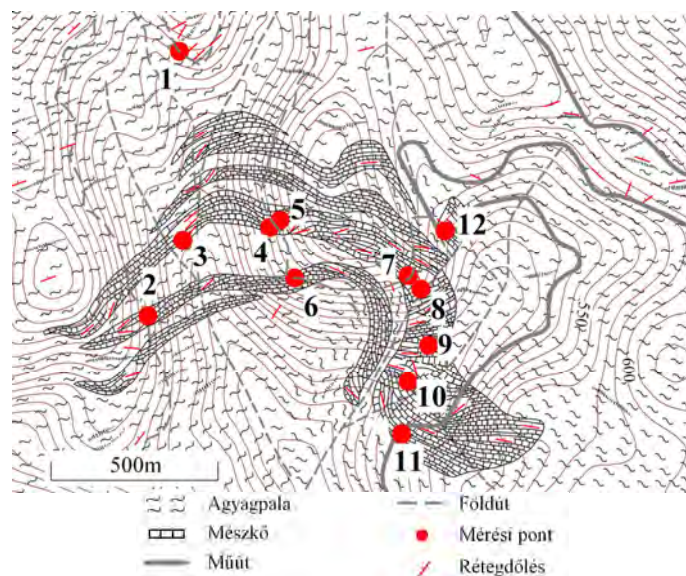
Az említett mészkő betelepülések a felszínen sziklakibúvásokként jelennek meg. Északias dőlésű tarajaik markáns kisformái mind a dombhátaknak, mind egyes völgyszakaszoknak. Felszíntagoló jelenlétük általában a D-i lejtőoldalokhoz, völgyelágazásokhoz és szűk keresztmetszetű völgykapukhoz kapcsolódik. Ezt az aszimmetriát az okozza, hogy az É-i, azaz hátoldalukon lévő palatómeget védik, míg a D-i lábazatukon előbukkanó palákat a redőződési hajlatokban erősen gyúrték, tördelték, de nem fejtettek ki rájuk nézve védőhatást. Emiatt D-i homlokfrontjaik gyakran meredek falakként jelennek meg homorú É-ias dőlésű alámetsződésekkel. E falak egyik legtipikusabb képviselője maga az Imó-kő, amelynek 40-50m a viszonylagos magassága és 80-100m a szélessége. Hasonló, bár kisebb a Kis-Som több részre tagoló dó falsorozata, például a Malom-hegy orra. A Fekete-len Ny-i oldalán lévő kőgerinc



6.3.1. ábra: A Fekete-len hegy és környékének látképe észak felől a Bükk-fennsík déli peremén található Háromkőről



6.3.2. ábra: A Fekete-len hegy környezetében kijelölt kutatási terület topográfiai adottságai (a jelmagyarozatot lásd a 6.3.3. ábránál)



6.3.3. ábra: A Fekete-len környéki kutatási terület földtani adottságai saját 1:10000-es felvételek alapján a mikrotektonikai mérési és szelvényezési helyszínek feltüntetésével

viszonylagos magassága 5-10m, hosszúsága 600m. A kőgerincek jura agyagpalák között települt mészkőlelencsék kibúvási. E „kövek” képződésére vonatkozóan szakmai viták bontakoztak ki. Közülük Hevesi Attila véleményét tartjuk reálisnak, aki szerint a tektonika okozta térszínmozgásokat követő erózió okozta ezek kialakulását (HEVESI 1980). A „kövek” szomszédságukból való kiemelkedését a mészkő lemezessége, tördeltsége, illetve a közreágyazó agyagpala fragmentáltsága és lepusztulási üteme határozza meg. Magának a mészkőnek az erózióját alapvetően befolyásolja a rétegvastagság, a tűzkőtartalom, a dőlésszög, valamint a plasztikus deformációk és törések mennyisége és érettsége.

A kovás, lemezes mészkővekben fejlett, érett karsztformák nem alakulhattak ki, a víz mozgását részben a réteglapmenti fellazulás, részben a gyűrődések hajlatainak radiális törései és néhány egyéb eredetű (lásd később) törés teszi lehetővé. Járható méretű barlang alig fejlődhetett ki bennük. A legnagyobb járatok az időszakos források kivezető törései, ahol az oldás és a kisodort hordalék kiszélesítette a forrasszaj környéki részeket. A legnagyobb aktív kavernarendszer az Imó-kő forrásbarlangja, amely egyben a környék legnagyobb ilyen képződménye. D felé enyhén lejtő járatai mintegy 70m hosszan „járhatók”. A járatokban kevés az oldási forma, jellegzetesek a szögletes keresztzelvények, így kialakulásában a réteglapmenti elválások és a szerkezeti törések kőzetaprózó szerepe volt meghatározó. Az így megroggyant és beszakadozott törmelékanyagot az árvizek távolítják el. Mivel szakaszos lehetett a terület kiemelkedése és eróziós kitakaródása, bizonyos, hogy a terület mészköveinek közvetlen, nagy, felszín alatti rezervoárja nincs, csupán szűk járatokon keresztül kapcsolódhatnak a mögöttük húzódó fennsík törvegyűrt összletének karsztjához, azok időszakos túlfolyói. Előbb a magasabb térszíni helyzetű Malom-hegy orra tölthetett be ilyen funkciót, majd ezt követte az Imó-kő és végül a Som-folyás déli vége. A Som-folyás kőzetblokkjában két forrásbarlangot ismerünk. Az északabbi magasabb helyzetű, ma már inaktív. Három szintes járatának beszakadása miatt rombarlangnak tekinthető. DK-i végén egy éretlen, ma fejlődő, szűkebb kavernarendszer táplálja a Fekete-len forrást. Oldási formák itt sem jellemzők.

A terület 75%-át erdő borítja. A növényborítottságnak elsősorban a gyors lefolyás akadályozásában, a csapadék visszatartásában, illetve a beszivárgási viszonyok szabályozásában van szerepe. Nem elhanyagolható azonban a gyökérzetnek a felszínközeli zóna fellazításában, a mállásban és a mészkőlelencsék karsztosodásában, valamint a lejtőtörmelékek lepusztulásának lassításában betöltött szerepe (PÜSPÖKI – PÜSKI 1995). Az ilyen lejtésű és borítottságú területeken magmás kőzet esetén, illetve rétegvulkáni környezetben 8-12% (KOZÁKNÉ – KOZÁK 1985) a csapadékvíz beszivárgási aránya, de ez esetünkben az uralkodó agyagpalák miatt feltehetőleg az 5-6%-ot is csak lokálisan éri el vagy haladja meg a betelepült mészkőlelencsék lejtő szerinti felvízi oldalánál. A környező csapadékmérő állomások több évtizedes adatai alapján a terület csapadékmennyiségének sokévi átlaga 725mm. Eloszlásában egy júniusi és egy kisebb novemberi maximum jelentkezik. A korábbi VITUKI-s vízügyi nyilvántartás a területre vonatkozóan átlagosan 24%-os lefolyást valószínűsített, miközben a párolgás esetenként akár a 65-75%-ot is eléri vagy meghaladja.

A kijelölt vizsgálati területen 1:10000-es léptékű újratérképezést végeztünk 100m-es bejárési vonalközök mentén. A mészkő és kvarcit kibúváson, illetve az útbevéágások mentén feltároló agyagpala, mészkő és kvarcit rétegeken részben rétegtani, részben

mikrotektonikai észleléseket, méréseket végeztünk. A reambuláló földtani térképező munkánk eredményét a 6.3.3. ábrán mutatjuk be. A litosztratigráfiai egységeket jól lehetett azonosítani a bükki térképező csoport által meghatározott egységek leírásai (PELIKÁN 2005) alapján. Közzetani vizsgálatokat csupán tájékoztató jelleggel végeztünk az azonosítás részeként (MCINTOSH – KOZÁK 2014).

Részletes megfigyelésekkel próbáltuk rögzíteni a mészkőlencsék kontúrait, települési helyzetüket, rétegződésük dőlésirányait, majd a tektonikus igénybevétel deformációjának irányultságát és mértékét, valamint a kőzetfajták aprózódási alapidomainak méreteit és mennyiségét.

Néhány helyen (pl. Lambot-hegyese K-i oldalának erdészeti útja mentén, a Fekete-len földútja mentén, a Malom-hegy földútjának kanyarjában) kibontottuk a tűzköves mészkő, illetve kvarcit betelepüléseket, hogy megfigyelhessük a beágyazó agyagpalával való érintkezésüket (6.3.6. ábra). A legkeményebb tűzkő lencsék is képesek voltak a jellemző fő nyomóerők hatása alatt gyűrődni, ami értelemszerűen a nála plasztikusabb agyagpalával való érintkezési felszíneket legtöbbször megpréste, deformálta, felaprózta. Néhány szakaszon azonban látható volt e mészkövek és kvarcitok rétegzési iránya, azok párhuzamos helyzete az agyagpala rétegzési síkjaival, tehát a terület egészen szinform közbetelepüléseket alkotnak változó méretű lencsék formájában a palásodott agyag összleten belül.

A Magas-Bükk fennsíkperemi szegélyén húzódó agyagpala határ lehetővé teszi, hogy a DNy-i-Bükk lejtőoldalai mögött a palasávok vízzáró volta miatt visszaduzzadjon a karsztvíz, melyet a törések mentén kapcsolatban lévő mészkőlencsék területén működő időszakos vízfakadások (Imó-kői-forrás, 450m; feketeleti karsztforrás, 440m) csapolják meg (TÓTH 1976). Időszakos működésük jelzi, hogy a fedőképződmények mögötti karsztban 100-150m-nyit visszaduzzadó vízszintek mikor érik el a megcsapolódási helyeket mint túlfolyókat. A nagyobb hozamú Imó-kői-forrás csúcshozama a 3000-4000l/perc értéket is meghaladhatja. A Nagy-fennsíkkal fennálló karszthidraulikai kapcsolatot szerkezeti törések biztosítják. Ezek igen nagy számúak ugyan, de az agyagpala tartalmú burkolóképződmények víz hatására történő beduzzadása miatt a törések egy részénél csak időszakos szivárgások jelennek meg.

A földtani újratérképezés során kijelölhetővé váltak azok a tereppontok, ahol pontszerű vagy szelvénytípusú kőzetfeltárásokon részletesebb megfigyeléseket, illetve főként mikrotektonikai méréseket lehetett végezni. Az így kijelölt 12 helyszín (lásd 6.3.3. ábra) közül – helyhiány miatt – itt most csupán néhányat jellemezek.

6.3.1. „Malom-hegy” (1. sz.) szelvény

A Malom-hegy DNy-i oldalában futó földút két kanyarja között, 575–580m magasságban, mintegy 135m hosszúságú útszakasz bevágásaiban végeztünk észleléseket rövid, 1–5m-es feltárásokon.

A rétegsorban legjobban látható elsődleges deformációkat Ny, DNy felől ható erők okozták. Ezek a jura rétegsor diszharmonikus gyűrődését eredményezték. A szelvény egy aszimmetrikus gyűrt szerkezetet tár fel, amelynek szegélye a tektonikus-eróziós völgyoldalon csonkán ér véget. A gyűrődést létrehozó erő Nyfelől hatott, és a szelvény még látható K-i szélén egy erőteljes torlódásos igénybevételben oldódott fel, amelynek folytatása a töredezettség miatt eróziósan megsemmisült.

A szelvény legmarkánsabb része egy kovás-karbonátos üledéklencse vastagabb és ridegebb kovapala sávjának rétegzett anyaga, melynél megfigyelhető, hogy a rétegzés és a palásodás egybeesik, amit az agyagfilm közbetelepülések helyzete is igazol.

A rétegeken belüli átmetsződések mentén a deformáció és a mikrovetődések zónájában a surlódási hő és a nyomás okozta oldódás következtében a szürkés drapp színű kovapala anyagából fehér, ún. szegregációs kvarcit erek képződtek. Ezek jelzik a legjobban igénybevett szakaszokat, és azt is mutatják, hogy e kemény anyagú kőzetlencsék deformációja közben az egyes részek nem egyformán vették fel a terhelést sem mértékét, sem irányát tekintve. Helyenként e fehér kvarcit lencsék átmetszhetik a rétegeket, s itt, rövid szakaszokon a paláság és a rétegződés változó méretű szöget zár be egymással aszerint, hogy a deformációs elemnek melyik részén vizsgálódunk. A lencseszerű fehér kvarcit erek hasadozottsága jelzi, hogy a nyomóerő többször ismétlődött és iránya kissé változott, s a közben deformálódott elemeket eleve más-más szögben érte.

A szelvényben elsősorban a rétegzést és a vele egybeeső paláságot mérhettük, amely kisebb lokális eltérésektől eltekintve Ny-ÉNy-i és ÉNy-i dőlésértékeket mutatott. A diszharmonikus redőződés tengelyei is hasonló döléseket mutatnak. Ennek a KÉK-ies redőződésnek megjelennek a konjugált litoklázisai is. A 130 mérési adat sztereogramját az 6.3.4. ábrán láthatjuk.

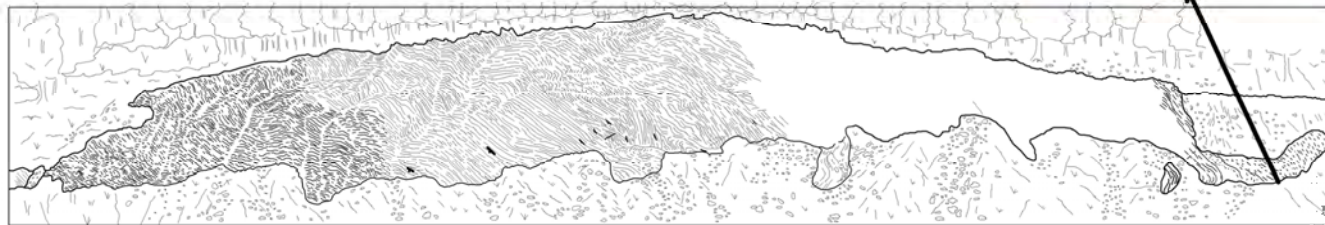
Az ábrán látható, hogy a deformációs főirány az ÉK-ies vergenciájú P_I nyomóerő volt. A rá közel merőlegesen DK felől késleltetve ható P_{II} erő már kiemelt helyzetben érthette a területet, mivel hatása sokkal kevésbé érzékelhető, és inkább csak kisméretű deformációkat (töréseket, mikrovetődéseket) idézett elő ebben az összletben. Feltehető, hogy mindkét erő többször ismétlődött. Valószínűleg a késő jura – kora kréta idején kezdődő térrövidülések többször megújulva napjainkig hatottak.



6.3.4. ábra: A „Malom-hegy” szelvény feltárásain mért deformációs elemek sztereogramja

6.3.2. „Lambot-hegyese” (2. sz.) szelvény

A második mikrotektonikai szelvényt a terület Ny-i szegélyén, a Lambot-hegyese Ny-i oldalában futó földút mentén jelöltük ki, ahol az agyagpalába ágyazódó kováslemezes mészkő egy sávja 58m szélességben tárul fel (6.3.5. ábra). A vékonylemezes mészkőben kisebb méretű deformációk, gyűrődések figyelhetők meg, és jól azonosíthatók a töréses szerkezetek, bár ezek a kőzettömeget nem darabolták szét. A sáv két szélén agyagpalába megy át a rétegsor, amelynek hasonló a palásodási irányultsága,



6.3.5. ábra: A Lambot-hegyese K-i oldalának földút bevágásában feltárt lemezes mészkő és a rajta mért mikrotektonikai elemek rózsadiagramja és sztereogramja (a fenti kép szélén látható (egykori) intézeti Fiat Scudo mikrobusz hátsó része a lépték)

mint a mészkő lemezessége, szintén arra utalva, hogy közételepülésről van szó. Erre utal a feltárás északi végén ásott kutatógödör, ahol közvetlenül is látható a lemezesség és paláság parallel lefutása (6.3.5. ábra jobb oldali fotó).

A feltárásban kimérhető konjugált litoklázisok csapását a 6.3.5. ábrán feltüntetett rózsadiagram szemlélteti. A mikrotektonikai elemek 175 mérés (redőtengelyek, konjugált litoklázisok, haránttörések) alapján szerkesztett sztereogramja mutatja a fő deformációs irányokat (KÉK, ÉNy), tehát kisebb eltéréssel itt is kimutatható a P_I , P_{II} erőhatás.

6.3.3. „Chevron” (6. sz.) szelvény

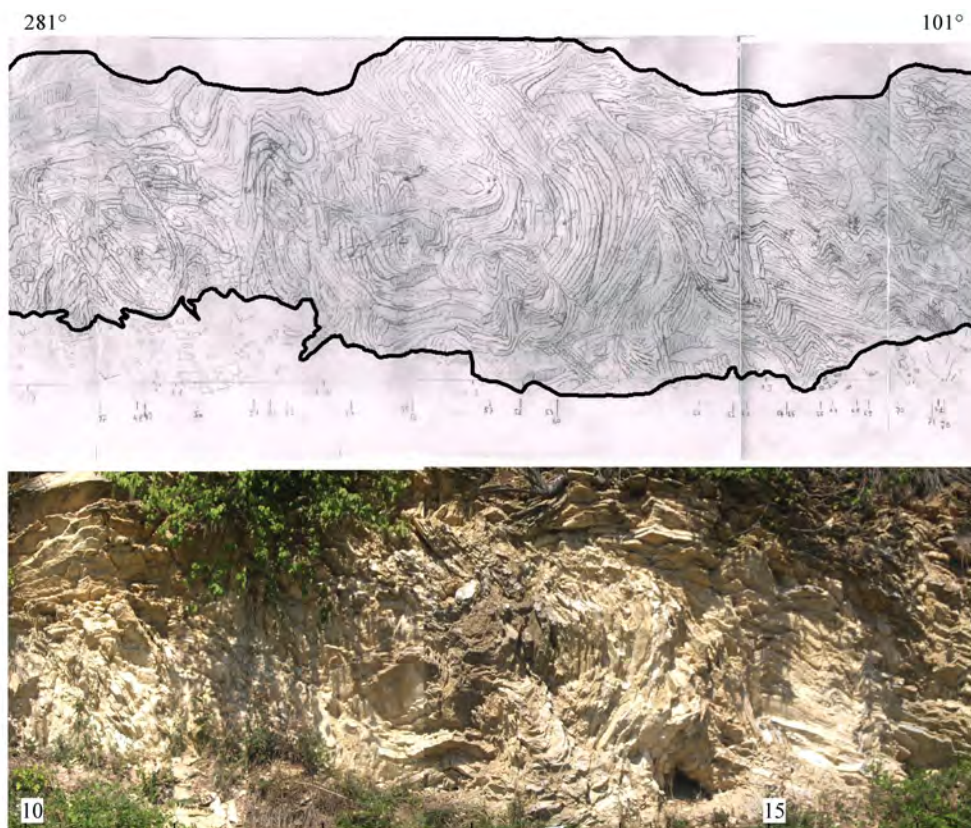
A Fekete-len D-i oldalában futó földút Ny-i szélén található a terület egyik legszebb törvegyűrt lemezes mészkő feltárása, amelynek egy kiragadott jellemző részletét a 6.3.6. ábra mutatja be.

A feltárás azért kapta a „Chevron” szelvény nevet, mert a Bükk egyik legszebb olyan köztetfelszíne, ahol ilyen típusú csúcsba metsződő és áttört chevron redők nagy számban láthatók és mérhetők (6.3.6. ábra). E vékonylemezes mészkő rétegekötegének vastagsága csupán néhány méter és agyagpala sávok közé ágyazódik. A Lambot-hegyesénél még széles mészkősáv K felé elvékonyodó elvégződését látjuk, amelynek deformációját erőteljesen befolyásolta a közelében, tőle É-ra, vele párhuzamosan futó, jóval vastagabb lemezes mészkő vonulat, amelynek egy térrövidüléssel gyűrődési hajlatába esik ez a D-ebbi helyzetű keskenyebb vékonylemezes mészkősáv. Az É-ebbi vonulaton látható a vastosabb kifejlődés miatti merevség, ahol a töréses deformációk jellemzőbbek, mint a gyűrődések. Utóbbiak sokkal nagyobb amplitúdójú léptékben jelennek meg emiatt, mint a vékonyabb lemezes belső mészkőívén, tehát a burkoló képződmény deformációja befolyásolta a „Chevron” szelvény kőzetének gyűrődését.

A közel 170 adat alapján a legfejlettebb töréses szerkezetek a haránttörések, amelyek a redőtengelyeket közel merőlegesen metszik. A K-ÉK-ies gyűrődéshez tartozó konjugált litoklázisok jóval alárendeltebben jelennek meg és kifejlődésük aszimmetrikus, ami a Bükk kései mozgásának ÉNy-ias rotációjával függhet össze. A szelvény homlokfrontja egy olyan elvetődés, amelyhez hasonló több is előfordul a fennsík déli peremén és annak D-i előterében. A Bükk D-i lábazati része ilyen töréslépcsők mentén mélyül D felé a Maklári-árok centrumáig, majd pedig a Közép-Tisza-vidékig. Valószínű, hogy ennek kialakulása egy takarószerű feltolódás visszatörölődéses jelenségével függhet össze, amely az ÉÉNy-i, DDK-i tengelyirányú diszharmonikus redők tengelyre merőleges elmozdítását, majd lépcsőzetes széttagolódását idézte elő. Ezekkel a jellegekkel jól egybevágnak a terület mészkővein, kovás lencséin és agyagpaláin mérhető réteg-, illetve palásodási síkok dőléséi, amelyek gyakran követik ugyan a területen jellemző KÉKfelé történt redőződést, de tengelyeik általánosságban É-ias, ÉNy-ias dőlésűek, dőlésszögük pedig 20-60° között szóródik, leggyakrabban 30-50° közötti.

6.3.4. „Imó-kő” (3. sz.) szelvény

Az Imó-kő az előzőekben vizsgált mészkősávtól É-abra, azzal párhuzamosan húzódó lemezes mészkősávnak a kiszélesedő része. Két mélyen bevágódó, meredek oldalú völgy fogja közre. Ezek a KÉK-ies vergenciájú redőzések radiális törései mentén alakultak ki, csakúgy, mint az Imó-kő forrásbarlangja. A forrás fölött meredeken



6.3.6. ábra: A 23m hosszú „Chevron” szelvény kiemelt részlete 10-16m között



6.3.7. ábra: Az Imóközi karsztforrás melletti sziklafelszínen mért törések mérési eredményeit bemutató rózsadiagram és sztereogram

kiemelkedő K-Ny-i csapású mészkőfal az említett keleties redőződésnek egy redőtengelyre merőleges haránttörése, ami mentén a fekete-lenihez hasonló feltolódások és levétődések történhettek a Bükk kiemelkedésekor. A forrás környéki sziklafelszín nagy kiterjedésű és a két határoló völgy oldalaiban is követhető, így 3 dimenzióban vizsgálható a közrezárt közettömeg. A mészkő vastagsága, helyenként már vékonypados megjelenése és viszonylag nagy vastagsága, valamint az ebből következő merevebb viselkedés miatt kevesebb a jól érzékelhető, látható és mérhető léptékű gyűrődés, mint a töréses litoklázisok száma és fejlettsége. A sziklatömegben kimért deformációs elemek grafikus ábrázolását a 6.3.7. *ábra* mutatja.

A rózsadiagram kizárólag a litoklázisok csapásirányának statisztikus összegzését szemlélteti a vízszintes síkban. Látható, hogy a két uralkodó törésrendszer a KÉK-ies redőződés haránttörése, amely a P_I nyomóerő ismétlődő hatásaira alakult ki, mint a területet elsődlegesen jellemző deformációs elem (6.3.7. *ábra* bal oldali kép). Az adatok szórása a Bükk rotációs mozgásával és a redőcsoport diszharmoniójával függ össze.

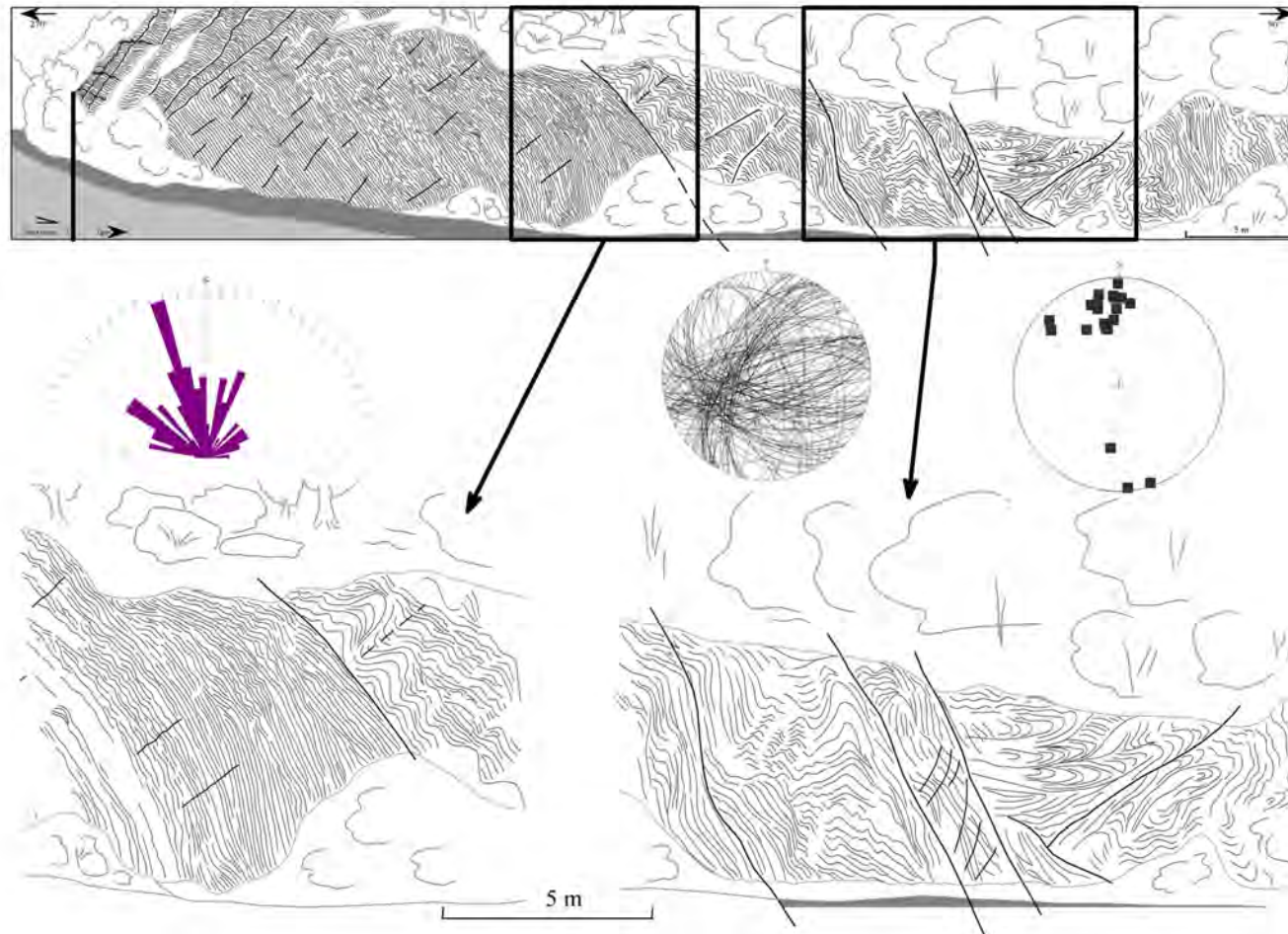
Az ÉÉNy-ias vergenciájú P_{II} erőnek e területen alárendelt a hatása, haránttörései éretlenek, redőprofilokat e területen nem alakított ki. A P_I és P_{II} erők együttes hatása – amely az északias torlómozgásokat részben előidézte – okozhatta főként a korábban említett töréslépcsők menti vetőfelszínek kialakulását. A P_{II} erő késő kainozóos dominanciája miatt e P_{III} térrövidülés maga is ÉNy-iasan rotált, s ennek konjugáltja jelenik meg az ÉÉNy-ias csapású töréshálóban. A sztereogram a rózsadiagramon bemutatott törésrendszerek dominanciáját támasztja alá, s egyben láthatóvá teszi azok térbeliségét is (6.3.7. *ábra* jobb oldali kép).

6.3.5. „Hereg-rét” (12. sz.) szelvény

A Fekete-len K-i oldalán a Hereg-rét D-i elvágásánál az egri műút kanyarjában található az a földtani alapszelvénynek minősített feltárás, amelynek grafikus képét a 270°-90° csapású függőleges vetítésre szerkesztettük meg (6.3.8. *ábra*).

Megfigyelhető, hogy a szelvény közel 30m széles Ny-i szakaszán a vékonylemezes mészkő viszonylag nyugodt településű, de élére állított helyzetben van ÉK-i dőlésiránnyal. Jól látható az a határvonal, ahol egy vetőfelület mentén a K-ebbre eső szárny fölfelé toldott. Ez a kb. 25m szélességben jól feltárt K-i szárny erősen gyűrt vékonylemezes mészkő, amelyben több belső vető és irányváltás figyelhető meg. A gyűrődések erősen diszharmonikusak, kis sugarúak és legtöbbször összelapítottak. A szelvény első szakaszának közete világos szürkés, a K-i szárnyban több helyen rózsaszínű, illetve vöröses mészkövek bukkannak elő, melyeknek a színező anyaga elsősorban az egykori üledékgyűjtő vizében jelenlévő vas- és mangán oxid lehetett.

A szelvényben előforduló litoklázisok közül több, mint 190-en történt dőlés-csapás mérés. Ennek alapján szerkesztettük a rózsadiagramot és az első sztereogramot. A palásság uralkodóan egybeesik a rétegzéssel és a szelvény Ny-i részén ÉK-ies dőlésű. E szelvényrész enyhe, nagy sugarú, redőszerű domború felületet kirajzoló összetételben megjelennek a radiális törések, amelyek szembe mutatnak a palásság dőlésirányával. Ezen kívül legmarkánsabban az egész szelvényben leginkább jellemző ÉNy-DK-i csapású frontális törések és ennek konjugáltjai rajzolódnak ki (6.3.8. *ábra* középső diagram). Az elmondott képnek mindenben megfelel a változóan gyűrt rétegsor redőtengelyein mért dőlésirány statisztika (6.3.8. *ábra* jobb oldali sztereogram). Ezen látható, hogy a feltárára jellemző diszharmonia kúp szöge uralkodóan 15°-on belül



6.3.8. ábra: A 270° - 90° csapású vertikális vetítősíkra szerkesztett „Hereg-rét” szelvény (Lök-völgy II. alapszelvény) kinagyított részletekkel és a feltárásban mért deformációs elemek rózsadiagramjával és sztereogramjával

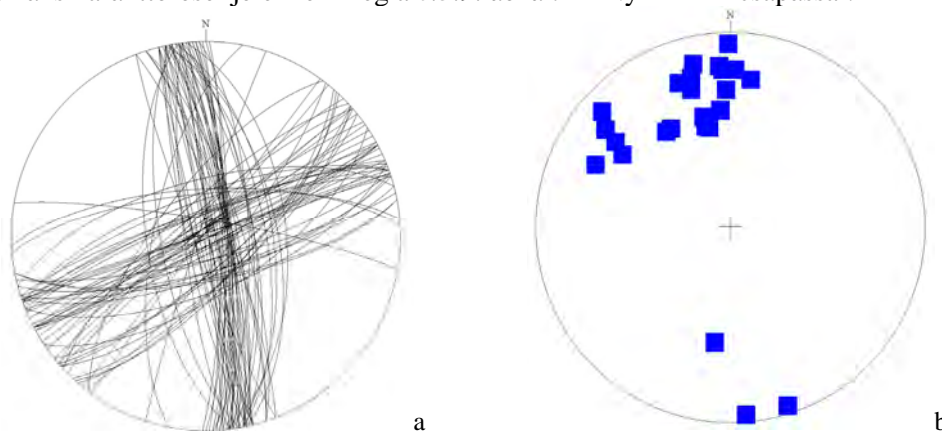
marad, de néhány adat ettől lényegesen eltér, jóval nagyobb. Ezek azok a helyszínen is megfigyelhető torzult gyűrődések, ahol valamilyen helyi ok, illetve közeli belső mikrovetők miatti deformálódás okozta a jellemzőktől való eltérést.

6.3.6. Szerkezet-morfogenetikai összegzés

A Fekete-len mérési körzetben előforduló képződmények három erőhatás deformációját hordozzák, amelyek közül elsősorban az ÉK-i vergenciájú P_I erőrendszer hatása jelenik meg legmarkánsabban.

A 12 szelvényben kimért, diszharmonikusan egymásba ágyazódó redősorokat az enyhe irányváltások miatt a redőtengely irányok és dölések helyenként 15° -ot meghaladó divergenciája jellemzi (6.3.9. ábra). Emellett markánsan megjelennek a redőfrontokat merőlegesen áttörő haránttörések (6.3.9. ábra), az átbuktatott vagy erőteljesen megviselt antiklinális boltozatokat a hengerfelület alkotói mentén, azaz tengelyirányban átmetsző radiális törések és a palásságot létrehozó kompresszióval különösen összefüggésbe hozható konjugált litoklázisok.

Ahol nagyobb törések vagy vetők szerkezeti blokkokat különítették el egymástól (az ilyen egységeket „szerkezeti elemi cellának” neveztük el), az erózió és helyenként a karsztosodás teszi számunkra leginkább láthatóvá e határokat. Az É-ias vergenciájú P_{III} hatása a blokkok É-i, ismétlődően ütközéses peremein érzékelhető legjobban. Következménye e felszínek erős, palásságra emlékeztető préseltsége, a korábbi erőhatások által létrehozott redők és álredők deformációja, esetenként teljes összepréselődése a szegélyező felületen kirajzolódó formában. Ennek az erőhatásnak markáns haránttörései jelennek meg a 6.3.9. ábrán ÉÉNy-DDK-i csapással.



6.3.9. ábra: A Fekete-len mérési körzet szelvényeiben mért haránttörések (a) és redőtengelyek (b) sztereogramja

Bár a Déli-Bükk több részén érzékelhető volt ilyen szerkezeti egységek megléte, a Fekete-len körzetében inkább csak egyes határvonalai láthatók vagy feltételezhetők. Ilyen határvonal a Som-folyás – Hereg-rét határában futó szerkezeti vonal, amely vetőként működve lehetővé tette a tőle K felé eső, így a 12. szelvényt is magába foglaló terület rész relatív kiemelkedését és lepusztulását. A szerkezeti egység Ny-i határai nem ennyire markánsak, valószínűleg itt több kisebb vetővonal (pl. Imó-kő lápa) helyettesíti

a szerkezeti határt, amely Lambot-hegyesének Ny-i oldalára tolódhatott ki. Az É-i és D-i határvonalak e területen az É-ias, ÉNy-ias feltolódást követő harántirányú elnyíródások és visszazökkenések (levetések) tereplépcsőiben keresendők. Ilyen például a Bükk-fennsík déli szegélye, valamint a tagolt lefutású, K–Ny-i csapású határvonal, amely a 11-es pontnál és a Fekete-len déli lejtőjén húzódik.

A Fekete-len gerincét ívesen átszelő mészkőtaraj görbületei és kimérhető deformációs elemei jól jelzik, hogy a gyűrődés KÉK-i vergenciájú volt (6.3.9. *ábra*), és megkezdődött az átbuktatás, amely más esetekben elnyíródáshoz is vezethetett, de itt megállt a folyamat, és ennek „befagyott” reliktumai láthatók. E nagyméretű redő tőle D-re eső belső könyökhajlataiban az agyagpala kaotikusan, a kovás-lemezes vékony mészkősáv pedig igen erőteljes deformációkat szenvedve gyűrődött.

6.4. Bükk-fennsík mérési körzet

A Bükk-fennsík Ny-i részét DK-ÉNy-i csapással átszelő 15km² nagyságú mérési körzet 24 mérési pontot tartalmaz, amelyeket szűkebb területegységeken belül csoportosítottuk (6.4.1. *ábra*) és az alábbi 8 egységbe sorolva tárgyaljuk:

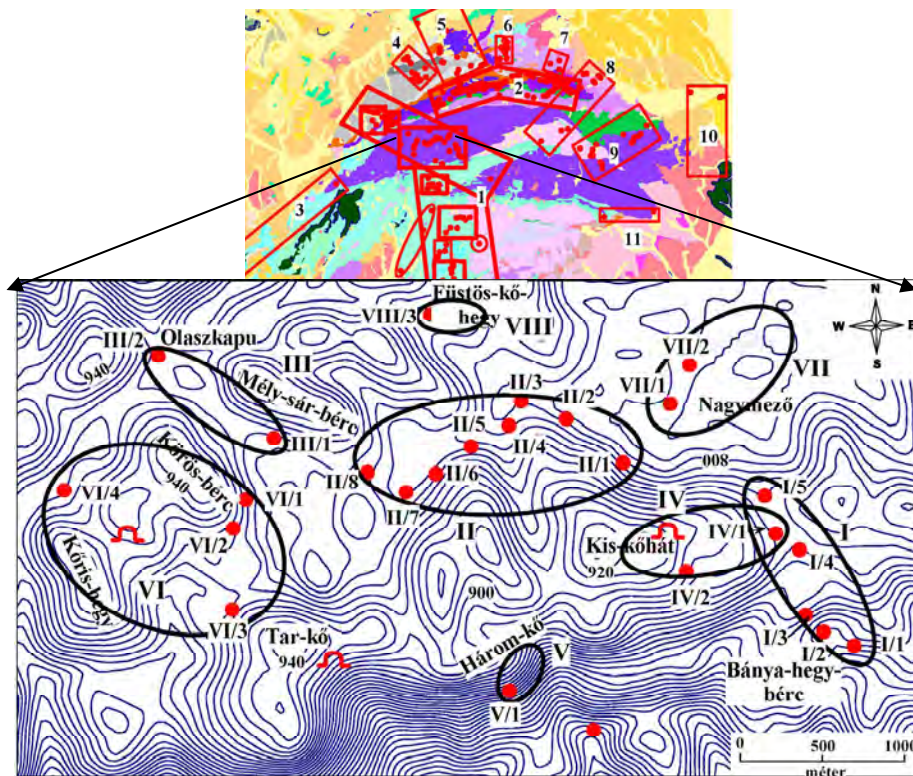
- I. (/1-5. sz. mérési pontok) A DK-i fennsíkperem területe (a Bánya-hegy-tető és É-i előtere);
- II. (/1-8.) A Nagy-fennsík belsejének hegyközi feltárásai (a Kis- és Nagy-kőhát és a Mély-sár-bérc közötti völgy);
- III. (/1-2.) Az ÉNy-i fennsíkperemi terület (az Olaszkapu – Zsidó-rét közötti völgy);
- IV. (/1-2.) Kis-kőhát DK-i szegélye;
- V. (/1.) A D-i fennsíkperem (a Háromkő sziklafelszínei);
- VI. (/1-3.) DNy-i fennsíkperem (Körös-bérc – Büszkés – Kőrös-hegy peremi feltárások);
- VII. (/1-2.) A Nagy-mező Ny-i szélének feltárásai;
- VIII. (/1.) A Füstös-kő-hegy szegélyének feltárásai.

Helyhiány miatt csupán az első három mérési egységet jellemezzük részletesen. A többi eredményt összefoglalóan értékeljük.

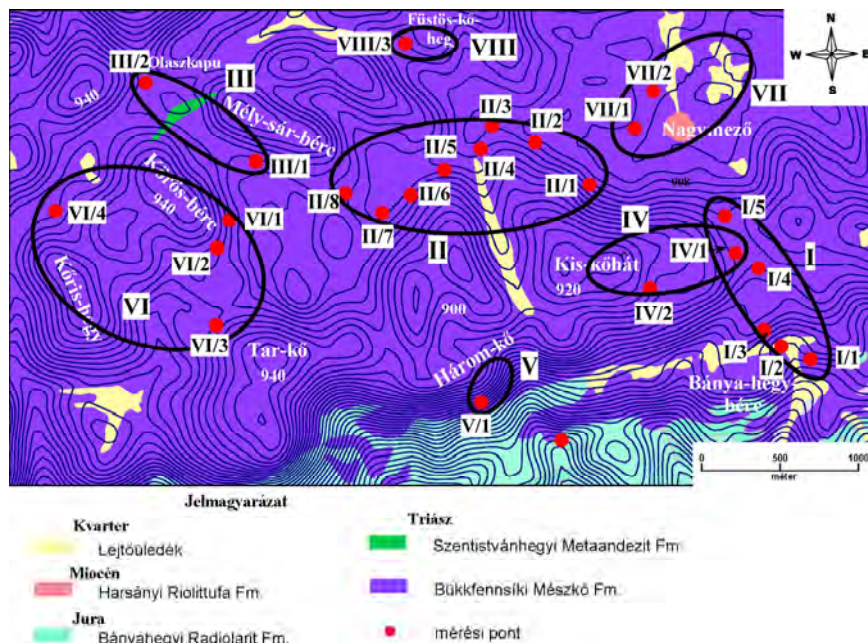
Meglepő, hogy a Bükk-fennsík erőteljes kiemeltsége ellenére – e fennsíknek némi nagyvonalúsággal nevezhető terület – rendkívül keskeny 100m-től 5km-ig, K felé szélesedő, hegyesszögű háromszög formában.

A 100-150m szintkülönbségeket magába foglaló fennsík töbör sorai és alkata több ízben képezték morfológiai elemzések tárgyát (HEVESI 1980, 1985, 2002), de ezek a tanulmányok mélyebben nem értelmezték az adottságok szerkezeti okait. Az eredetileg csaknem teljes mezozóos rétegsorból a Nagy-fennsíkon főként a középső triász formációk kőzetanyaga bukkan elő (6.4.2. *ábra*), vagyis az annál fiatalabb mezozóos (triász-jura) üledékek lepusztultak.

A jelen vizsgálati területünk legnagyobb kiemelkedése a Körös-bérc 955,9m és a Virágos-Sár-hegy 955,0m, míg a fennsíkperem DK-i irányban alacsonyodó részén a Bánya-hegy-tető már csak 816,0m magas (6.4.1. *ábra*). A felszíni pozitív és negatív formákat összefüggéseiben vizsgálva kirajzolódik egy a Bükk egészére jellemző ÉÉNy-ÉNy-ias veregenciáirányban domborúan íves elrendeződés. Ez véleményünk szerint a



6.4.1. ábra: Az ÉNy–DK-i bükki mikrotektonikai sávszelvény felszíni részének helyszínrajza a mérési pontokkal, illetve részértékelési körzetekkel



6.4.2. ábra: A bükki mikrotektonikai sávszelvény bükkfennsík részének földtani térképe (GYALOG 2005, illetve PELIKÁN 2005 alapján)

Bükkben kimutatható fiatal (neogén) feltolódásos, majd rotációs mozgásoknak a deformációs nyomait őrzi.

Földtani értelemben a terület viszonylag egyveretű (6.4.2. ábra), hiszen nagy részét a Bükkfennsíki Mészkö Formáció alkotja. Ebbe ágyazódik az ÉNy-i szegélyen a Szentistvánhegyi Metaandezit Formációnak egy kis foltja. A fennsík D-i szegélyén egy távolról jól látható karsztosodott kőzetfelszín bukkan elő (pl. Tar-kő, Három-kő). E markáns perem alatt egyenetlenül erodálva már megjelennek a jura képviselőiben a Lökvolgyi Formáció fedőképződményei. A kainozóos fedőüledékek közül csupán a miocén korú Harsányi Riolittufa alig 150m átmérőjű eróziós roncsa maradt meg a vizsgálati terület ÉK-i széle közelében (6.4.2. ábra) (PELIKÁN 2005).

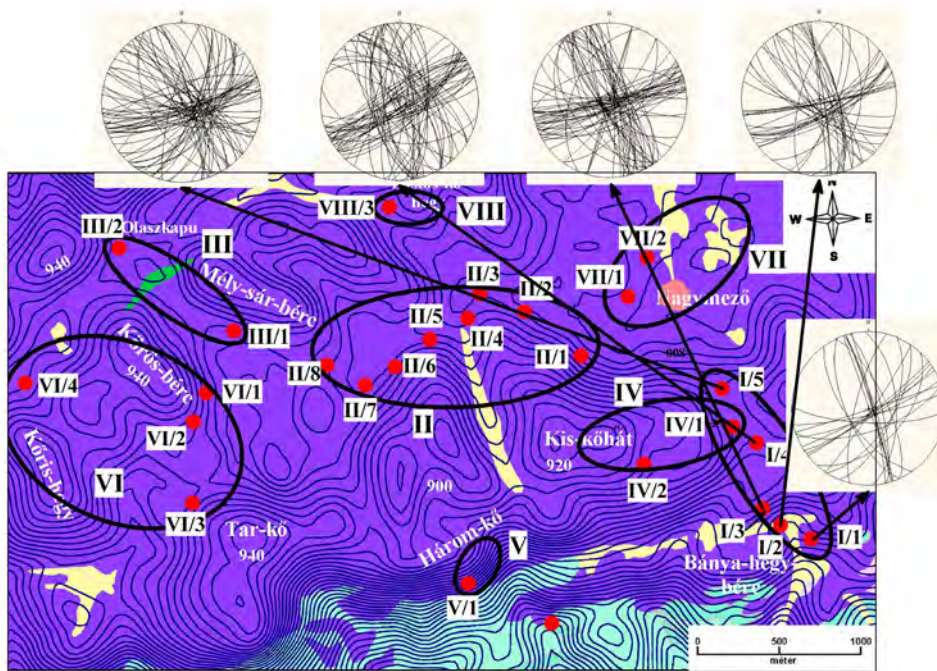
Vizsgálati területünk minden részén ugyanazokat az alapvető kompresszió okozta szerkezeti deformációkat tapasztaltuk, amit a hegység egyéb részein is megfigyelhettünk (MCINTOSH – KOZÁK 2006a,b; MCINTOSH et al. 2008b; MOCSÁR-VAMOS et al. 2012; stb.), s amelyek a szerkezeti blokkperemeken és a barlangok, illetve a felszínformák morfológiájában is megjelennek. A három erőrendszer (P_I , P_{II} , P_{III}) főirányai egyben olyan törésrajok, amelyek a kainozóos fedőüledékek lepusztulásakor részben meghatározták a felszínen a felszíni lepusztulás előrehaladott stádiumában a völgyirányokat, másrészt pedig a karsztosodás legjellemzőbb vízlevezető nyelőinek orientációját és kavernáinak uralkodó járatirányait. Mivel szarmata fedőüledékek még kimutathatók a lepusztulási maradékokban, a barlangi üregkitöltésekben és a hegységperemeken, így valószínű, hogy a kitakaródás és lehordódás több szakaszú volta ellenére főleg a poszt szarmata időszakot jellemzi, de legintenzívebben a neogénidőszakban következhetett be.

6.4.1. Az I. sz. mérési terület, a DK-i fennsíkperem (I/1-5. pont)

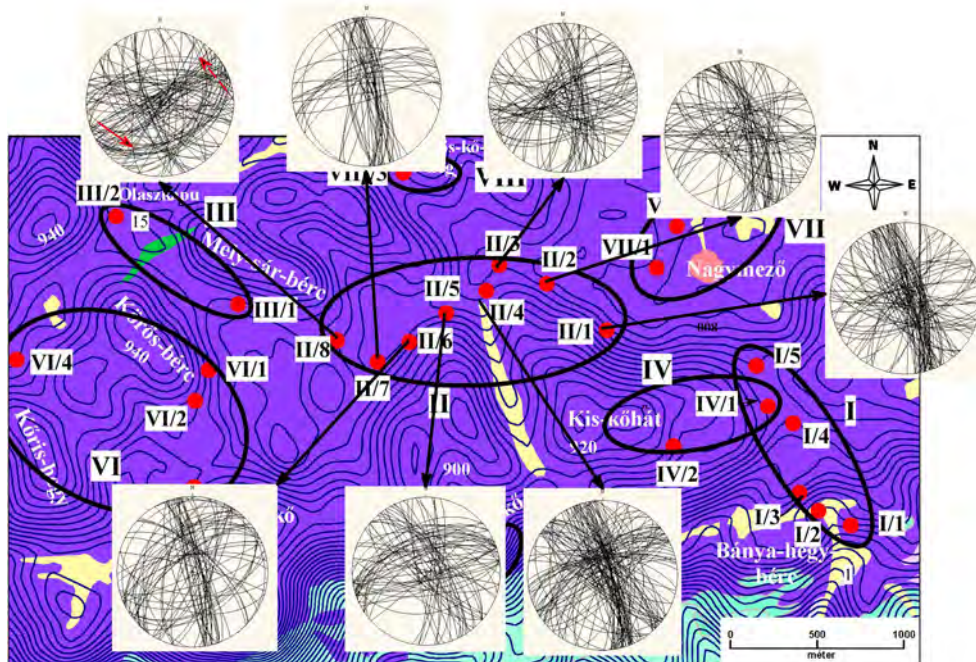
A Fennsíkon a Bánya-hegytől Olaszkapuig átvezető erdészeti műút DNY-i részén, az útbevigások közül 5 helyen jelöltünk ki jól feltárt sziklafelszíneket mérés céljából (6.4.3. ábra). Ezek a pontok a hegység D-i lejtőjének legfelső szakaszát és a fennsíkperemi zónát jellemzik. Anyagukban következetesen ugyanazok a szerkezeti elemek voltak mérhetők, hasonló irányokkal. A 6.4.3. ábra sztereogramjain látható, hogy e kimért szerkezeti elemek két fő csoportba sorolhatók. Az egyikben előforduló elemek olyan meredek dőlésű törések, amelyeknek a csapásiránya KÉK–NyDNY-i, míg a másik, szintén meredeken dőlő töréscsoport csapásiránya ÉNy–DK-i.

Korábbi méréseink analógiái alapján e törési síkok a területet ért két uralkodó erőhatás (P_I , illetve P_{II}) haránttörései. Ezen a területen a P_I erő KÉK–NyDNY-i csapású haránttörései dominálnak; nagyobb számban mérhetők, mint a P_{II} rendszer elemei. Konjugált litoklázisai viszont csak kis számban jelennek meg, közülük is elsősorban a jobb oldali észlelhető. Érdekes jelenség, hogy a jobb oldali konjugált litoklázisok szorosan illeszkednek a haránttörésekhez, azaz az általános 30-45°-os szögnél kisebb szöveget zárnak be velük, (átlagosan 27°), míg a bal oldali konjugált litoklázisok nem vagy alig mérhetők. A mérhetőség akadályát gyakran a feltárás kőzetfelszínének orientációja jelenti, de természetesen az is hozzájárul, hogy ezek nyitottak vagy zártak, illetve a későbbiekben megújultak és továbbérlelődtek-e vagy sem. E balos konjugáltak itt általában zártak.

A P_{II} erőrendszer, illetve kompressziós feszültségtér haránttörései mind az öt feltárásban megjelennek. Ezzel szemben konjugált litoklázisai kevés helyen és kis



6.4.3. ábra: Az I sz. mérési terület (I/1–5. sz.) pontjaiban mért szerkezeti elemek sztereogramjai



6.4.4. ábra: A Fennsík belsejének hegyközi feltárásaiban mért szerkezeti elemek sztereogramjai

számban mérhető. Néhány felülettel jelenik meg a bal oldali konjugált, míg a jobb oldali a legtöbb feltárásban alig észlelhető. Az I/4. feltárásban azonban szépen fejlett és mérhető mindkét konjugált litoklázis. A törésirányok legnagyobb szórását a Fennsík peremétől legtávolabb eső I/5. sz. feltárásban láthatjuk (6.4.3. ábra).

Az I/2. sz. szelvényben is jól láthatók a Bükk területén jellemző nyomóerők hatásai. A markánsabb az enyhén hullámos, diszharmonikus redőződést okozó P_1 erő volt. Valószínű, hogy az itteni kőzetet ridegebb állapotban érte a deformáció, mint a Fekete-len környékén feltároló szelvényeink hasonló kőzeteit (MCINTOSH – KOZÁK 2014).

A rétegdőlés az északra tolódó hegységrog visszapikkelyeződésének következtében a jelen szelvényünk túlnyomó részén, sőt a vizsgálati terület nagy részén is ÉNy-ias, hasonlóan a gyengén látható redőtengelyek dőléséhez. Ugyanilyen dőlésirányokat észleltünk a Fekete-len környéki mérési területen (MCINTOSH – KOZÁK 2014) és a hegység más részein is (MCINTOSH et al. 2009). Az aszimmetrikus szinuszos hullámok KÉK-i elvégződésénél merev töréssorozatokat alakultak ki apró, translációszerű elmozdulásokkal, enyhe feltolódásos jelleget mutatva. Emiatt a K-i szárnyak enyhe görbületes ívei apró, meredek törésekkel kombinálódva rajzolnak ki olyan álrédő-szárnyakat, ahol a gyüredezés csak mérsékeltet követi a torlódásos deformálódás fő irányát. Így a gyürődési hullámok olyan fekvő, aszimmetrikus ferde redőkre emlékeztetnek, ahol a törések és kis mértékben elhajló rétegfejek rajzolják ki őket.

A leírt redőződés diszharmonikus jellegű, amely dm, m és 10-100m-es nagyságrendben egyaránt nyomokat hagyott az összletben. Ugyanígy az elsődleges palásságra harántirányban egy másodlagos palásság is megjelenik, amely többé-kevésbé követi a szinuszoságot és átmetszi a rétegeket.

A másodlagosan jelentkező nyomóerők részben még jobban kiemelték és tagolták a korábban létrejött szerkezeteket, részben pedig az elsődleges törésrendszer konjugált litoklázisai irányába préselték meg erősebben őket.

6.4.2. A II. sz. mérési terület, a Fennsík belsejének hegyközi feltárásai (II/1-8. pontok)

A sávselvény belső területén felvett 8 pontban kimért szerkezeti elemek sztereogramjait a 6.4.4. ábra mutatja be. A 8 sztereogram mindegyikének közös jellemzője, hogy dominálnak az ÉNy-i csapású, KÉK-i, meredek dőlésű síkok. Kevésbé domináns, de mindegyik mérési pontban megjelennek a KÉK-i csapású, ÉNy-i, szintén meredek, vagy közepesen meredek dőlésű felületek is. A konjugált litoklázisok, valamint a haránttörések síkjainak helyzete alapján P_1 vergenciája ÉK-i, míg P_{II} vergenciája ÉNy-i lehetett ezen a területrészen. Mivel a két erőhatás a feltárások nagy részében csaknem merőleges irányú, P_1 jobb oldali és P_{II} bal oldali konjugált litoklázisai csaknem egybeesnek. Valószínűleg az így egybeeső és gyakran egymásba átmenő konjugált litoklázisok felületei dominálnak a sztereogramokban ÉNy-i csapással és KÉK-i meredek dőléssel.

Az első három feltárás (II/1., II/2., II/3. sz. mérési pontok) sztereogramjaiban (6.4.4. ábra) viszonylag jól felismerhetők P_1 haránttörései ÉK-DNy-i csapással és ÉNy-i, közepesen meredek dőléssel. Ezzel szemben P_{II} haránttörései alig mérhetőek, de néhány felület megjelenik ÉNy-DK-i csapással és ÉK-i dőléssel. A P_1 nyomóerő bal oldali, valamint P_{II} jobb oldali konjugált litoklázisa alig mérhető. Feltehetően a két erő egymást deformáló hatására bekövetkező, az óramutató járásával ellentétes rotáció miatt záródtak

be, illetve váltak látenssé. Ezzel szemben az ellentétes konjugált litoklázisok jól fejlettek, valószínűleg egymást felújították.

A II/4., II/5. és II/6. sz. mérési pontok sztereogramjaiban láthatók legszebben P_I és P_{II} haránttörései (6.4.4. ábra). A II/4. sz. pontban P_I uralkodóan ÉK-DNy-i csapású, a II/5. sz. pontnál viszont e haránttörések K-iesebb csapásúak. A P_{II} haránttörései ÉNy-DK-i csapással a II/4. sz. pontban kiválóan mérhetőek voltak, és a II/5. sz. pontban is viszonylag jól mérhetően jelentek meg. A P_I jobb oldali, valamint P_{II} bal oldali konjugált litoklázisai a II/4. sz. mérési pontban egymás irányával egybeesnek ÉÉNy-DDK-i csapással, meredek KÉK-i dőléssel. A konjugált litoklázisokra egyébként nem jellemző erősen meredek dőlés valószínűleg itt a két erőrendszer egymást érő felülbélyegző-deformáló hatásának következménye lehet.

Az ilyen szerkezeti deformációs és tönkremeneteli jellegek kimutathatók a felszín formaelemeinek eróziós fejlődési tendenciáiban is. Ez különösen ott bizonyító erejű, ahol a rendszerben valami egyedi, helyi sajátosság jelenik meg az ismétlődő deformációs erők egymásrahatása következtében. A Bükk esetében a völgyfejlődést helyenként meghatározó jobb oldali és a bal oldali konjugált litoklázisok morfológiai megjelenése általában ellentétes aszimmetriát mutat (SZALAI et al. 2001). Az egyik völgyoldal meredekebb, a másik pedig lankásabb, de a két konjugált litoklázis mentén fejlődött völgyekben az ellentétes oldalak meredekek és lankásak. Ezért amennyiben a két konjugált litoklázis egybeesik, mindkét völgyoldal meredekké alakulhat. A feltelődésos-pikkelytakarós rendszerekben eleve gyakoriak a szerkezeti és morfológiai aszimmetriák, s ez a Bükkre és környékére is érvényes (KOZÁK et al. 2002b).

A II/7. sz. feltárásban viszonylag kevés volt a mérhető szerkezeti elem. A sztereogram alapján mintha a P_I és P_{II} rendszerek átmeneti, látszólagos erőhatásának a haránttörései dominálnának ÉÉNy-DDK-i csapásiránnyal és KÉK-i, illetve NyDNy-i dőlésiránnyal.

Ezzel szemben a II/8. feltárásban P_I dominanciája látható (6.4.4. ábra), itt az elsődleges rendszer haránttörései és jobb oldali konjugált litoklázisai voltak nagy számban mérhetőek ÉK-DNy-i csapással és ÉNy-i meredek dőléssel, valamint ÉK-DNy-ibb csapással és DK-i, lapos dőléssel. A P_{II} hatása is megjelenik azonban, mivel a haránttörések és a konjugált litoklázisok elfordulnak (folyamatos, illetve szaggatott nyilak a 6.4.4. ábra bal felső sztereogramjában) és az óramutató járásával ellentétes irányú kb. 30°-os rotációt jeleznek. Tehát itt a külön, majd együtt megújult erőhatásoknak és a rotációs jelenségeknek át kellett egymást időben fedniük. Magát a rotációt a P_I és P_{II} együttes aktivitása váltotta ki, olyan folyamat során, amikor a P_{II} fokozatosan felerősödve elfordulásra készíti az eredő erővektort és így magát az általa érintett közettömeget, illetve annak egyes szerkezeti blokkjait is. A blokkok között az elfordulás közben felnyílások, elcsúszások, illetve le- vagy felvetődések jöhetnek létre, helyzetüktől, méretüktől, az erőátvitel jellegétől és helyétől függően.

6.4.3. A III–VIII. sz. mérési területek szerkezeti jellemzői

A III–VIII. területek mérési pontjainak sztereogramjait a 6.4.5. ábrán láthatjuk. A III/1. mérési pont 4m hosszú részletét a 6.4.6. ábra illusztrálja. Megfigyelhető benne a litoklázisok rendszere és a gyűrt felszínnek görbületi íve. A feltárás litoklázisain mért

dőlésirányok sztereogramját a 6.4.5. ábrán láthatjuk. Megfigyelhető, hogy a P_I erőrendszer által létrehozott deformációs elemek, gyűrődési felszínek és a hozzájuk tartozó haránttörések, konjugált litoklázisok a rotáció miatt ÉK-ies vergenciát mutatnak. Ugyanakkor a DK felől ható P_{II} erőrendszer is érzékelhető nyomokat hagyott hátra részben a repedéshálózat, részben a feltolódás és a visszapikkelyeződés következtében kialakult felületek orientációjában. Az előző erők együttes eredő erőhatásának (P_{III}) É-ias irányultsága szintén kimutatható, de nagyon alárendelten. Mivel a terület egy szerkezeti blokk belsejében van, annak É-i, ütközéses szegélyzónájában érzékelhető legmarkánsabban a P_{III} hatása.

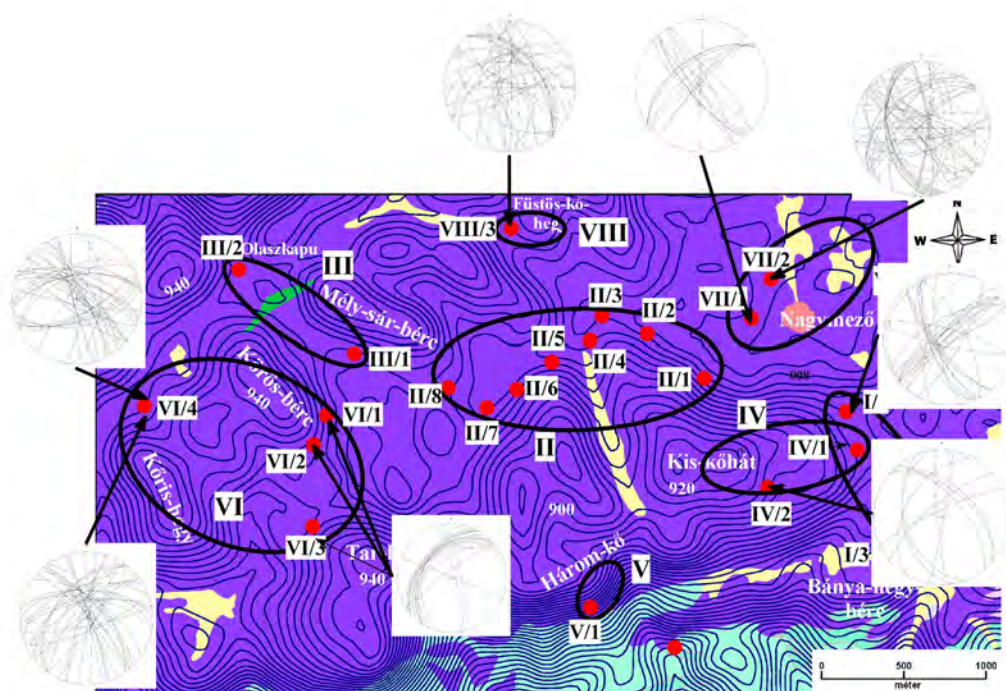
Az olaszkapui feltárás (III/2. mérési pont) egy lapos gerincvonulatot metsz át. A gerinc középvonalában a legmagasabb, két szélén lealacsonyodik (6.4.7. ábra). A deformációk alapján a gerinc egy D-ies vergenciájú pikkelyszerű pászta, amelyben erőteljes igénybevételt látunk, ami nagyrészt felülbélyegzi a rétegzést. Számos kis belső feltolódás figyelhető meg benne, amelyek mentén enyhén ívelt „rétegfej” visszahajlások és több irányba mutató vetőkarcok láthatók. A feltolódás feltehetően olyan, másutt is megfigyelt visszapikkelyeződés, amely mentén görbült, ferde felületek és a tönkremenetelek mentén diszharmonikus felnyílások láthatók.

Elképzelésünk szerint a helyenként rétegzésnek tűnő palásságot É-ias vergenciájú feltolódás hozta létre. A megtorlódó közettömeg visszapikkelyeződik D-ies vergenciájú feltolódásokkal, amelyekre merőleges metszetben ~4m vertikális kiterjedésű „S” alakú deformációk és szilvamagszerű szerkezeti elemek, valamint a visszatörődés síkjaira merőleges szétnyílások jöttek létre. A nyitott repedések egy része kiüregelődött a leszívógó víz hatására.

Az „S” alakzatok számos helyen megfigyelhetők a Bükk területén rendszerint közel függőleges kőzetfelületeken. Létrejöttükben két dolog játszhat szerepet. Az egyik az, hogy P_{II} erő P_I egyes diszharmonikus redőrszleteit elforgatja saját, merőleges síkjába, s így az kevésbé vagy egyáltalán el nem forgatott redőrszletekhez kapcsolódik. A másik tényező az lehet, hogy mind a feltolódások, mind a visszapikkelyeződések során elmozdulások történhetnek a réteglapok, a vetősíkok, illetve a palássági felszínek mentén, de valamelyik érettebb litoklázis is részt vehet ezekben a mozgásokban. A rotáció sem egyformán érintette mindegyik blokkot és az ezeken belüli különböző szerkezeti elemeket. Így olyan másodlagos alakzatok jöhetnek létre, amelyeket ezek az utólagos elmozdulások és deformációk hoznak létre meglévő elemek torzulásával vagy összekapcsolódásával.

A 6.4.8. ábra 'a' sztereogramja a jellemző konjugált litoklázisok dőlésviszonyait ábrázolja. Jól kirajzolódik egy DK felől ható feszültség, mely a területünkön P_{II} erőrendszernek felel meg. A 6.4.8. ábra 'b' sztereogramja a feltárásban jellemző haránttöréseket ábrázolja. Ezek meredeken K-ies dőlésűek, tehát ÉÉNy-DDK-i csapásirányban futnak. Terepen a feltárásban e haránttörések P_{II} haránttöréseinek tűnnek, de irányuk lényegesen É-iasabb, mint várható. A konjugált litoklázisokból azonosítható P_{II} irányánál is É-iasabbak. Feltehető, hogy bár P_I elemei sokkal kisebb számban mérhetők ki a feltárásban, hatása a P_I és P_{II} eredőjének, azaz P_{III} irányába elforgató P_{II} elemek deformációját jelzi. Mind a haránttörések P_{III} -nak megfelelő iránya, mind pedig a változatos orientációjú 'S' deformációs alakzatok ezt igazolják.

A Kis-Kőhát két feltárása alapján ismét igazolódni látszik a tektonikai „elemi cellák” léte. A IV/1. pont a Kis-Kőhát mint blokk K-DK-i szegélyén, alacsonyabb



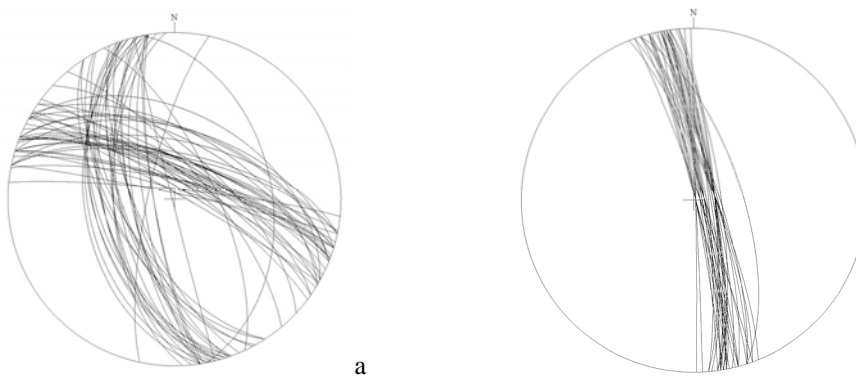
6.4.5. ábra: A Bükk fennsíki területe III–VIII. körzetének mérési pontjaiban mért szerkezeti elemek sztereogramjai



6.4.6. ábra: Részlet a III/1. Zsidóréti Ny-i feltárás szelvényéből



6.4.7. ábra: A III/2. sz. (Olaszkapu) mérési pont



6.4.8. ábra: A III/2. olaszkapui feltárás konjugált litoklázisainak (a) és haránttöréseinek (b) sztereogramja



6.4.9. ábra: A VII/1. sz. feltárás a DK-ies visszapikkelyeződéshez kapcsolódó feltolódási sík, helyenként közel vízszintes, későbbi vetőkarcokkal, amelyek a késői, az óramutató járásával ellentétes irányú rotáció következményei

térszínen található, míg a IV/2. pont a centrális csúcs kiemelt magaslatának D-i oldalán egy nagyobb, meredeknek tűnő gyűrődés és feltolódás oldalában bukkan elő. Valószínű, hogy a blokk belseje (IV/2. pont) még őrzi az elsődleges kompressziós hatások deformációit, a P_1 rendszer redőinek fő felületeit és haránttöréseit, bár a rotáció közben kisebb oldalirányú elmozdulások itt is lehettek az enyhén lejtő szubhorizontális irányokban, a kissé hullámos redőfelszíneken és az egyik konjugált litoklázis felszínein. Feltehetőleg már egy korai stádiumban kiemeltebbé vált ez a centrális rész, így a későbbi P_{II} – bár erőteljes volt – itt csak tovább fokozta a központi blokk további kitolódását, miközben az elsődleges redőrendszerre merőlegesen redőszerű törésprofilokat tudott csak létrehozni.

Ezzel szemben a IV/1. mérési ponton, a tektonikai blokk mélyebb helyzetű szegélyén a P_{II} erőteljesen felülbélyegezte a P_1 rendszer elemeit, részben elforgatta, részben eltüntette azokat. Eközben a már kimerevedett kőzetben markáns redőfelületeket hozott létre.

Egy-két helyen a kétféle redőprofil egymásbametsződésével sajátos V alakzatok jöttek létre. Feltehető, hogy az É-i, ÉNy-i blokkszegélyen részben P_{II} , részben P_{III} hatásai érvényesülnek legerőteljesebben, hiszen alárendelten már a centrumban megjelennek, de a IV/1. mérési ponton a P_{III} még nem jellemző. ÉÉNy-ias irányultsága miatt a blokkoknak ezeken az oldalain, de főként az É-i szegélyen hagyott vissza maradandó deformációkat. Mindez azért lehetséges, mert a legmarkánsabb kompressziós hatások a támadási erő irányvektora szerinti első és hátsó blokkszegélyeken ébrednek, ahol a legvalószínűbb a szomszédos tömbökkel való ütközés és feszültségfeloldódás, esetleg kisebb vetődésekkel, elemi szintű feltolódásokkal vagy elfordulásokkal kombinálódva.

A Fenyves-domb oldalában (VII/1. mérési pont) megfigyelhető feltolódási síkok (6.4.9. ábra) a P_{II} erőrendszer kainozóos aktivitásához köthető DK-i vergenciájú visszapikkelyeződés következményei. A felületükön látható, közel vízszintes vetőkarcokat a P_{II} hatására bekövetkező, az óramutató járásával ellentétes irányú rotáció hozta létre.

6.4.4. A Bükk-fennsíkon mért szerkezeti elemek és néhány barlang iránystatisztikai kapcsolata

A vizsgált terület barlangjainak vagy az ahhoz hasonló járatrendszereknek a száma meglehetősen nagy. Gyakoriak a kimondottan mély, nagy átmérőjű, érett töbrök és víznyelős felszínberogyások, uvalák (HEVESI 1980), sőt létrejött ezek mezővé összeálló csoportja. Ugyanakkor előfordulnak a víznyelők szerkezeti irányokhoz igazodó sorai is, amelyek szintén viszonylag idősebb karsztosodásra utalhatnak.

Amikor a meglévő, ismert barlangjáratok térbeliségét és iránystatisztikáját vizsgáljuk, keressük a magyarázatát ezek tektonikai okainak. Hasonló vizsgálataink során ugyanis azt tapasztaltuk, hogy a legtöbb barlang fő ágának és mellékágainak iránystatisztikája igen szoros korrelációt mutat a közeli sziklafelszíneken kimért szerkezeti törésirányokkal és vetőkkel (MCINTOSH – KOZÁK 2006a, MCINTOSH – KOZÁK 2013) különösen a Garadna-völgy környékén.

Az alábbiakban vizsgáljuk meg a szakirodalmi forrásokból (pl.: www.termeszetvedelem.hu, LÉNÁRT 1979) beszerezhető adatok alapján területünk 3 ismert barlangját, melyek bejáratának földrajzi helyzetét a 6.4.1. ábrán láthatjuk.

Tar-kői-kőfülke

A 10m hosszú, 18m széles és 2m magas sziklaüreg a Tar-kő csúcsa alatti fennsíkperem lejtőjén nyílik. Paleontológiai leletei miatt 1982 óta fokozottan védett. Először Mottl Mária végzett próbaásatást 1939-ben, amit Kadić Ottokár folytatott 1942-ben, s ezek során gazdag késő-pleisztocén nagyemlős csontanyagra bukkantak (KADIĆ – MOTTL 1944). A kőfülke alsó falát 1958-ban az egri Dobó Gimnázium Barlangkutató csoportja törte át. Ezt követően 1960–1965 között Jánossy Dénes vezette itt az ásásokat, s a meghatározott, Európában egyedülálló számú gerinces csontanyag alapján a kőfülke kulcsfontosságú jelentőségűvé vált (HÍR 2003).

A nehezen megközelíthető kőfülke csak kiegészítő információkat szolgáltatott, kevés a mérésre alkalmas elem. A felette húzódó sziklafelületen mérhető szerkezeti elemek P_I és P_{II} hatását tükrözik. P_I préselő hatása a mai állásuk szerint átlagosan 230° irányából, P_{II} pedig 137° irányából érte a kőzettömeget, de természetesen számolnunk kell a $15-30^\circ$ -os, az óramutató járásával ellentétes irányú rotációval (6.4.10. ábra). A legmarkánsabb felületek északias dőlésűek, amit már legkorábbi tapasztalataink (KOZÁK et al. 2001) alapján is ÉÉNy-i feltolódás visszapikkelyező hatásának tulajdonítottunk.

A két leghosszabb falszakasz P_{II} baloldali konjugált litoklázisát követi, így ennek dominanciája jellemzi a látható felületeket. Feltehető, hogy a kőzettömegben a legkonzekvensebb törési felszínek P_{III} haránttörése mentén alakulhattak ki, annak ellenére, hogy itt az egykori kőzetblokk belsejében a P_{III} eredő nyomóerő közvetlen deformációs hatása nem érzékelhető megfelelően. A kőfülke belső falfelületén töredékesen kimutathatók a P_I deformációinak maradványai is.

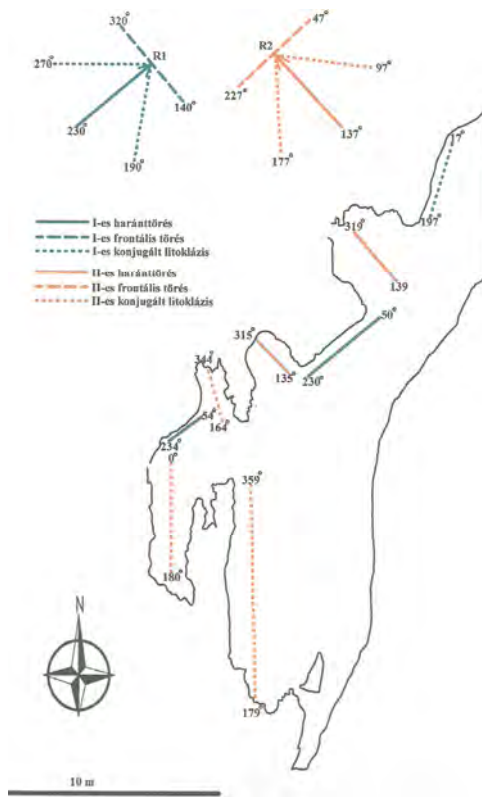
Kis-kőháti zomboly

Az 1982 óta hivatalosan védett, több aknás szakaszból álló (LÉNÁRT 1979) aknabarlang járáthossza 479m, mélysége 117m. 3m széles és 6m magas szádája 915m tszf-i magasságban nyílik, a Kis-kőhát tetőjének ÉK-i oldalán. Felső, függőleges járatrészének alján nagy tömegű kőzettörmelék halmozódott fel (SCHÖNVISZKY 1930), ami eltömte a továbbvezető járat nagy részét, s csak bontással lehetett járhatóvá tenni a szűk átjárót, amelyen át a nagy terem (30x50m) egyik oldalfülkéje nyílik. Az innen szabályszerűen levezető függőleges, legnagyobb akna 52m mély.

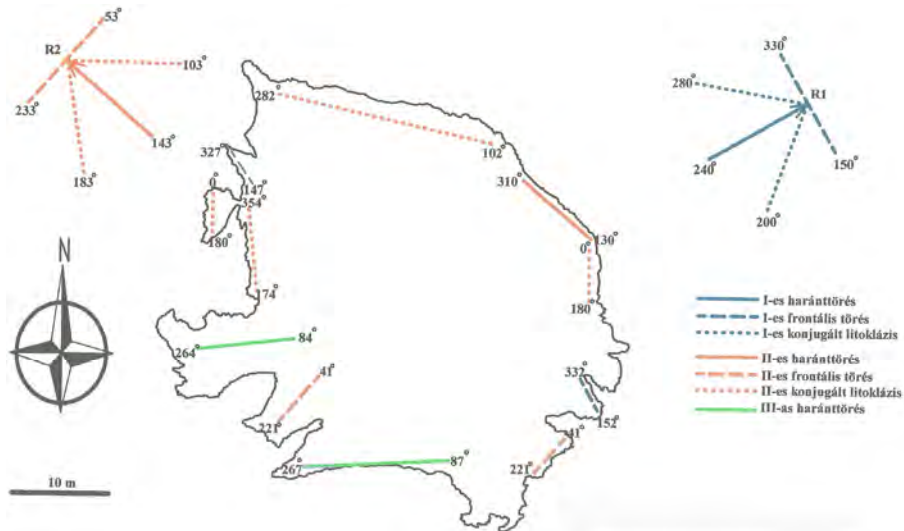
Az első feltáró munkák a Földtani Intézet, személyesen Kadić Ottokár kezdeményezésére indultak el (KADIĆ 1929). A barlang kialakulásában a tektonika, a korrózió és az erózió egyaránt jelentős szerepet kaptak, de a járattágító munkát a víz végezte el, bár az egykor aktív víznyelőnek mára se táplálóterülete, sem az igazi nyelő része nem maradt meg, lepusztult (HEVESI A. szóbeli közlés).

A barlang felépítését tekintve, a tágas bejárati kürtő lefelé tágulva egy keresztasadék mentén megkettőződik, az alját kitöltő törmelékkúp pedig – kitöltve a teljes barlangszelvényt – lehúzódik a mélyebben fekvő Nagy-terembe. Itt az egyik jellemző felület a terem hossz tengelyével párhuzamos, lapos dőlésű sík, amelyet közel függőleges törések metszenek. A törések mentén meggyengült kőzet egy része felszakadozott, s ez is hozzájárult a terem kialakulásához. A fenti lapos dőlésű felületet kissé meredekebb vetősík harántolja.

A zomboly bejárati részénél kevés a mérhető felszín, de ezeken P_I és P_{II} elemei jól azonosíthatók. P_I bal konjugált litoklázisa, valamint P_{II} jobb konjugált litoklázisa csaknem megegyező csapásirányú, ezért várható, hogy ezek hatása felerősödve jelenik



6.4.10. ábra: A Tar-kői-kőfülke alaprajza (Országos Barlangnyilvántartás, HÍR 2003 alapján) a kiértékelt és értelmezett járat-, illetve falfszakasz-irányokkal, illetve mérési pontban megállapított fő kompressziós erők irányvektorával és litoklázisaival



6.4.11. ábra: A Kis-kőháti zsomboly Nagy-termék kiértékelt alaprajza (Országos Barlangnyilvántartás, KOVÁCS 2003 alapján) szerkezeti értelmezésekkel és kompressziós irányvektorokkal

meg a közettömegben. Az egyetlen azonosítható járat és az egyik főfal is P_{III} frontális törésével megegyező csapásirányú (6.4.11. ábra), azaz közel K–Ny-i, ami arra utalhat, hogy a területen a P_{III} elemei is megjelennek, vagyis közel lehetünk a tektonikusan viszonylag egységes közetblokk fő törésekkel elválasztott határzónájához. E blokkok is „tektonikai elemi cellák” (MCINTOSH et al. 2008a).

A zomboly alaprajzában nagyobb méretű járatot nem láthatunk, de a térképen mérhető két legnagyobb átmérő a két főerő vektorirányának, illetve haránttörésének felel meg. Az egyetlen hosszabb nyúlvány az alaprajz Ny-i oldalán leginkább P_{III} -hoz köthető elem mentén alakult ki. A két leghosszabb falszakasz közül az egyik szintén P_{III} frontális törését követi, a másik falszakasz éppen olyan csapásirányú, mint P_{II} jobb oldali és P_I bal oldali konjugált litoklázisa, amelyek itt is felerősítik egymást. Mind a 3 azonosítható morfológiai elem P_I és P_{II} egymásrahatását, egymás elemeinek torzítását vagy éppen felerősítését mutatja. A többi kisebb falszakasz inkább P_{II} markánsabb elemeinek lefutását követi, így P_{II} enyhe túlsúlya tapasztalható a felszín alatt.

A Kis-kőhát DK-i és D-i oldalainak feltárásain végzett megfigyeléseink és méréseink (lásd IV. mérési körzet) jó egyezést mutatnak a zombolyban és környékén észlelhető irányokkal. Érzékeltetni lehet, hogy az aknabarlang a szerkezeti blokk legnagyobb feltolódást mutató központi részen alakult ki, míg a peremi részekben mindhárom nyomásirány kimutatható, mindig annak a dominanciájával, amelyik támadási irányának útjába a feltárás felülete húzódik.

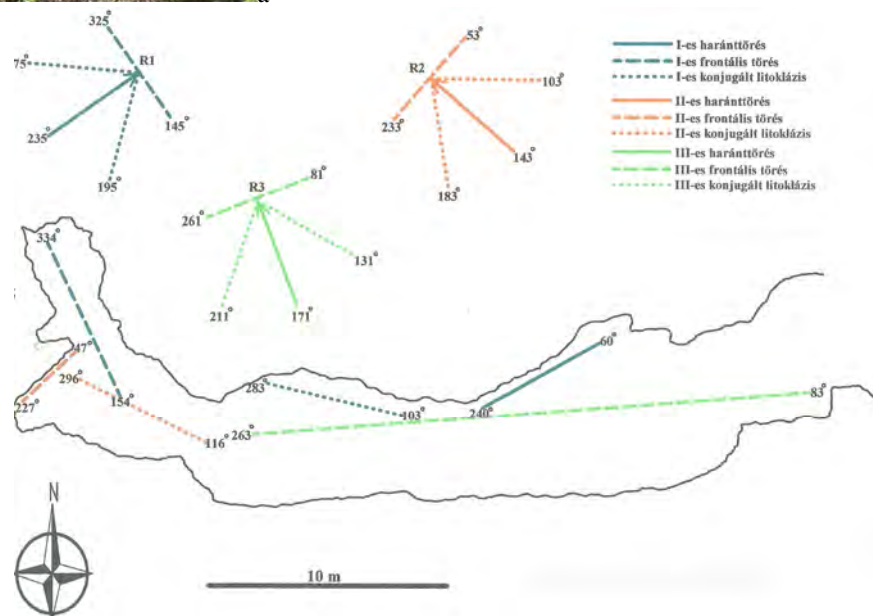
Körös-lyuk

A Körös-bérc és a Virágos-sár-hegy között nyíló, 1993 óta fokozottan védett barlang 932m tszf. magasságban található, s így hazánk egyik legmagasabban fekvő barlangja. Első említése 19. sz. közepéről való (FÉNYES 1851), első térképét Kadić Ottokár készítette 1929-ben, de részletesebb leírásai az ezredforduló táján jelentek meg (HÍR 1988, SÁSDI 2003). A bejáratnál nyíló viszonylag nagy átmérőjű járata 42m hosszú, vertikális kiterjedése 8m. A járat befelé kb. 35méterig jól járható, közetfelületei alkalmasak a szerkezeti elemek mérésére. Kitöltésében egykori miocén üledékek bemosott maradványai (HÍR 1988) és pleisztocén faunamaradványok találhatók, amelyben az első ásatások során Kadić barlangi oroszlán és medve maradványait tárta fel (KADIĆ – MOTTL 1944).

Formakincsei között jellemzőek a kis méretű (1-2cm) kagylós oldásformák, bejárat részén a fagyásos aprózódási nyomok. A feltevések szerint a pliocén elején még forrásbarlangként működött, amit a feltárt legalsó réteg alatt áthalmazott, kalcitosodott riolittufa, alatta meszes, finomszemű homokkő, majd csillámos homok jelez, amelyek miocén fedőüledékekből hordódhattak be.

A Körös-lyuk alaprajzát a 6.4.12. ábra mutatja be. Ennek járatirányait kiegyenlítő egyenesekkel jellemezve összevetettük a felszíni kibúváson és a környékbeli feltárásokon mérhető szerkezeti főirányokkal. A barlang egyetlen főága 3 szakaszra osztható, melyek a járatszélesség és magasság alapján további alszakaszokra bonthatók.

A bejárat részén jól látható mind a DNy felől ható P_I , mind a DK felől ható P_{II} nyomóerő deformációs hatása. Az időben elsődleges P_I erőteljes gyűrődést hozott létre. E diszharmonikus redő részeinek tengelyein mérhető dőlésirányok jelentősen szórnak. Nagy részük P_I által létrehozott redőrendszer irányainak felel meg bizonyos szögű diszharmonia kúpon belül, de egyes külső íveken észlelhető jelentősebb eltérés már a P_{II}



6.4.12. ábra: A Kőrös-lyuk szádájának sziklafelületei (a), illetve járatának belső oldalfala (b), valamint a szerkezetiileg kiértékelt alaprajza (Országos Barlangnyilvántartás, SÁSDI 2003 alapján) a fő törés- és járatirányokkal

felülbélyegző deformációs hatásának tudható be. Mivel volt olyan időszak, amikor e két erő egyidejűleg hatott a kőzetre, e könnyebben torzítható külső redőrések préselődési iránya északiassá vált a két erő eredőjének megfelelően, s ennek függvényében a tengelyirány is a blokkhatárokon K-Ny-i, illetve KÉK-NyDNy-i.

Úgy tűnik, hogy a barlangnyílás P_I és P_{II} egymásra hatásának következtében alakult ki, ott, ahol a legerősebben deformálták egymást. Emiatt a bejárat rész oldalfalai a P_{III} frontális és radiális töréseinek megfelelő, közel K-Ny-i orientációt mutatják. Ezeket az irányokat az északi torlómozgásokat követő visszapikkelyeződés hatásai felerősíthették. E másutt is megfigyelhető jelenség következménye, hogy az ilyen felületek meredek dőlésűek, gyakran szubvertikálisak, enyhe ívvel görbülnek domború oldalukkal a feltolódás irányába.

A barlang belső szakaszán szintén P_I elemei dominálnak, elsősorban redőfelszín szakaszok, de a torlódás okozta palásodás bélyegei is felismerhetők. A barlang belsejében húzó fő törések mentén vízbeszivárgás észlelhető minimális cseppkőképződéssel. Ezek a fő törések P_{II} frontális törései, valamint meredek redőfelszínei. Rendkívül markáns a megjelenésük, oldalfalaik szimmetrikusak, mivel e területen a barlang bejárat nyílásán mért szerkezeti elemek tanúsága szerint P_I haránttörései csaknem ugyanolyan csapásirányúak, mint P_{II} frontális törései (6.4.12. ábra). Itt tehát a két főirány két fő eleme egybeesik, ezért hosszirányban és vertikálisan igen nagyméretű, markáns, de szűk törések jöttek létre, amelyeken a felszíni csapadékvíz gyorsan lejut a barlang belsejébe, sőt mélyebb szintekre is.

A barlang főágának első, hosszabb szakasza végig P_{III} frontális törése mentén fejlődött ki. Az északi oldalfalon P_I bal konjugált litoklázisa, valamint rövidebb szakaszokon P_{II} markáns frontális törése is látható.

A barlang végéhez közel a főág csapásiránya megváltozik, észak felé fordul és eleinte P_{II} jobb oldali konjugált litoklázisát követi. A járható rész legutolsó szakasza már P_I frontális törése mentén alakult ki, amely a felszíni mérések alapján csaknem megegyezik P_{II} haránttörésével.

A hegység más részein általánosan megfigyelt jelenség, miszerint amikor P_I és P_{II} támadási irányai csaknem merőlegesen egymásra, akkor szinte mindenhol kialakulnak P_{III} elemei (BEDE 2009; KOSIK 2009), itt is szépen megfigyelhető. Igaz P_{III} iránya a hegységben általános 180° -tól csaknem 10° -al eltér kelet felé. A barlangon belül mért és tapasztalt törési felületek P_{II} utólagos dominanciáját jelzik.

A Körös-barlang főága többé-kevésbé vízszintesen halad a bejárat kb. 36m-en, tehát nem mélyül lefelé a felszín alá, sőt a felszín felé hajlik. Elképzelhető, hogy ennek is köszönhető, hogy a barlang belsejében nyomon követhető szerkezeti elemek irányai, a barlangi ágak lefutásának irányítottasága, valamint a felszínen mért deformációs elemek irányítottasága rendkívül jó egyezést mutat, és csaknem az összes nagyobb és kisebb barlangi ág nyomvonala azonosítható a felszínen mért három erőhatás valamely elemének lefutásával.

6.4.5. Szerkezet-morfogenetikai összefoglalás

A Bükk-fennsíkon a bükki sávszelvény vonalában kijelölt vizsgálati mintaterületen 24 mérőhely feltárásának kőzetfelszínein mértünk jellemző mikrotektonikai deformációkat, redőtengelyeket, valamint tönkremeneteli felületeket (haránttörések, konjugált litoklázisok, alárendelten radiális törések). Alapvetően itt is kirajzolódott az a

3 fő kompressziós irány, amely a Bükk szerkezetfejlődését lényegileg meghatározta. A legkorábbi P_1 erőrendszer elsődlegesnek tekinthető, s ennek KÉK felé irányuló diszharmonikus redőit csak a fejlődés kései szakaszában bekövetkező rotáció forgatta el ÉK-i vergencia irányba. Általában az egymásra csaknem merőlegesen következő nyomásos erőhatások haránttörés rendszerei egy közel négyzethálós vagy ahhoz közelálló, alig lapított rombusz alakzatú töréshálót hoztak létre. Ennek bizonyos elemei a később fellépő erők megújító hatása miatt markánsabban fejlődtek ki és érettebben jelentkeznek, jobban láthatók és mérhetőek, s ugyanez igaz egyes konjugált litoklázisaira.

Regionálisan többé-kevésbé kirajzolódnak azok a törésrajok, amelyek egy-egy nagyobb, néhány 100m kiterjedésű szerkezeti blokkot határolnak, s általuk vált lehetővé, hogy e blokkok egymáshoz képest elmozdulhassanak az erők nyomásának továbbítása közben, egymáshoz viszonyítva kissé eltérő módon. Ezeknek a tektonikus „elemi celláknak” a szegélyzónáiban tehát sűrűbben sorakoznak a tönkremeneteli elemek, nagyobbak voltak az elmozdulások, a kőzetfelszínnek karcnyomai és breccsásodása, így ezek legnyitottabb részein tudtak leginkább utat találni a leszivárgó vizek a részben vízzáró fedőüledékek fokozatos lepusztulása közben. E szerkezeti cellák a fő nyomóerők vergenciája szerint irányítottak, de szegélyzónáikban az egyes erőhatások deformációs nyomai nem egyformán jelentkeznek. Rendszerint a támadásirány felől lévő oldalon, s még inkább az átellenes, az előremozdulás szerinti front mentén oldódtak fel a legnagyobb feszültségek, s okoztak leginkább maradandó nyomokat az eredeti kőzetben vagy a már létrehozott szerkezeti elemek torzításában.

Az elsődlegesnek tekinthető P_1 erőrendszer hozta létre ebben a körzetben is a klasszikus értelemben véve legjellemzőbb gyűrődéses formákat. Bizonyosra vehető, hogy a P_1 még a késő jurában és kora krétában megkezdte működését, s az is valószínű, hogy a legmarkánsabb deformációk ekkor jöhettek létre. A P_1 okozta gyűrődések diszharmoniját, valamint változó hullámhossz és amplitúdó méreteit az erőhatások eltérő erősségű ismétlődéseire vezetjük vissza.

Lényegében hasonló a másodlagosan fellépő, DK-ről ható erőrendszer deformáló képessége is, viszont a P_{II} már egy szerkezeti differenciálódott kőzettömeget érintett. A kiemeltebb részeken – mivel adva volt a kőzetnek a függőleges kitérés lehetőség és nem mindenütt támaszkodott már szilárd háttérre – kevésbé markáns feszültségfeloldódási deformációi jelentek meg. Így a P_{II} erőrendszerhez ritkán köthető a P_1 erőrendszeréhez hasonló méretű és érettségű gyűrődések, ezek ritkán, helyileg és főleg a front- és a háttérmenti blokkhatárok közelében érzékelhetők jobban.

A P_{II} erőrendszer a P_1 töréseinek egy részét eltérő funkcióval újította meg. Így egyes frontális töréseket haránttöréssé formált saját rendszerében, míg a P_1 konjugált litoklázisaiból képes volt frontális töréseket kialakítani. A P_{II} erőrendszerhez köthető gyűrődések gyakran csak álgűrődések, s nemegyszer csupán gyűrődési profilra emlékeztető törésrajok egymásba metsződő rendszere rajzol ki redőszerűen görbülő felületeket.

A P_1 és P_{II} többszöri ismétlődései során valószínűleg a kainozóos fejlődés korai és középső szakaszában már előfordulhattak olyan periódusok, amikor a két erőhatás egyidejűleg lépett fel, így azok eredője irányába préselődött meg leginkább a kőzettömeg. Ez a P_{III} irány eredetileg ÉÉK-ies lehetett, és a blokkok erőhatás szerinti elülső és hátsó frontján hagyott leginkább deformációs nyomokat, míg a blokkokon

belül csak nagyon alárendelten érzékelhető a jelenléte. E kettős erőhatás többszöri ismétlődése okozhatta az egyre erőteljesebb rotációt, amely az óramutató járásával ellentétes irányba hatott, illetve a P_{II} mind dominánsabb főlényét jelzi, hogy ÉNy-ias irányba forgatta el az eredő erővektort. A rotáció a Bükk egész tömegét érintette, s szögértékét $15-30^\circ$ közötti értékűre becsülhetjük a mérési adatok alapján. Ez jó egyezést mutat a Bükk előtéri vulkanitokon mért paleomágneses irányok alapján kimutatott elforgással (MÁRTON – FODOR 1995).

A P_{II} erőrendszer hatására történő mozgáshoz kapcsolódó, annak vergenciájával szembemutató visszapikkelyeződés jelensége e mérési körzet egyes blokkhatárain nagyon jól látható és mérhető. A visszapikkelyeződés feltolódásszerű, ÉÉNy-ias lejtésű vetőfelszíneket hozott létre, amelyek többnyire ritkán tekinthetők síkfelszínnek, sokkal inkább DK-i irányban domború feltolódási felületek. Ugyanakkor azonban érvényesül a rotáció is, ezért e feltolódási felszínnek felületén részben szubvertikális, részben K-Ny-i csapású vetőkarc nyomokat lehet látni (6.4.9. ábra). Ezek az elmozdulások gyakran kisméretűek, de erőteljeseek lehetnek.

A 6.4.13. ábrán, a rózsadiagramon jól látható, hogy legmarkánsabbak a P_{II} haránttörései és konjugált litoklázisai, amelyek elnyomták és felülbélyegezték a P_I rendszer elemeit, gyakran deformálva vagy saját rendszerükhöz kapcsolva azokat. Ugyanezt figyelhetjük meg a sztereogramban is, hiszen a vonalsűrűsödések jól kirajzolják a domináns dőlésirányokat, amelyek uralkodóan DK-iek és ÉNy-iak, alárendeltebben ÉK-iek és DNy-iak. A sűrű és eltérő vonalháló azt jelzi, amit a terepen is megfigyelhetünk, hogy a P_{II} deformáló és beforgató hatása miatt a P_I és P_{II} , illetve a P_I és P_{III} rendszer elemei között szinte folyamatos az átmenet. Látható azonban, hogy a vonalsűrűség a domináns irányokban a legnagyobb, míg a közttes átmeneteket csak néhány törés képvisel.

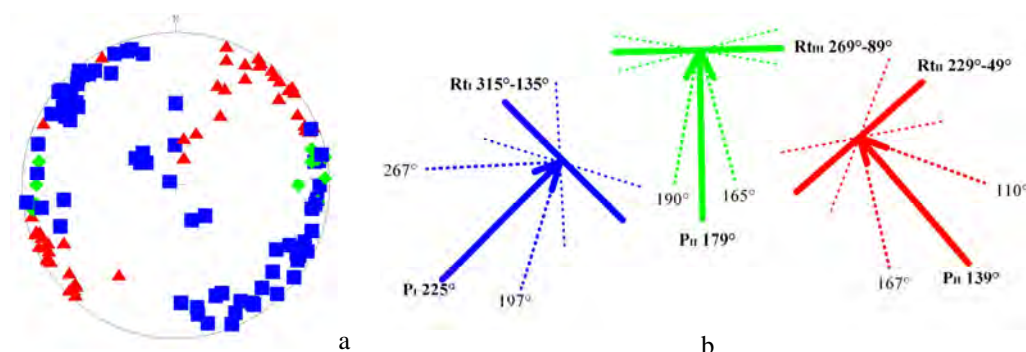


6.4.13. ábra: A Bükk-fennsík mikrotektonikai vizsgálati mintaterületének 24 mérési pontján mért litoklázis felületek dőlésének összesített sztereogramja és csapásirányainak eredő csillagdiagramja 358 mérés alapján

A 6.4.14. ábra sztereogramja alapján a legmarkánsabb gyűrődéseket a P_I erőhatás hozta létre. A P_{II} okozta „gyűrődéseknek” csak azért látszódik azonos, sőt néhol még hangsúlyosabb jelenléte, mert ennek hatására jött létre az a visszapikkelyeződés, amelynek domború felületein szintén lehet redőtengelyeket mérni, noha ezek nem igazi redőzések a szó klasszikus értelmében.

A 6.4.14. ábrán (a) is látható, hogy a redőtengelyeknek jelentős szórása van, ami a felülbélyegző hatásnak, illetve a rotációnak köszönhető. A P_{II} és P_{III} fokozta P_I

gyűrődéseinek diszharmonióját. Ezért az eredő hatásokhoz kapcsolható diszharmonia kúpoknak relatíve igen nagy a szöge (6.4.14. ábra, b).

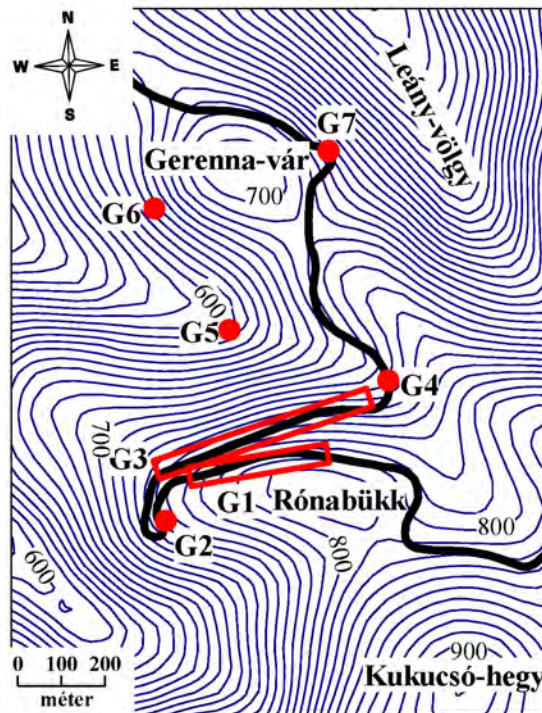


6.4.14. ábra: A Bükk-fennsík mikrotektonikai vizsgálati mintaterületének 24 mérési pontján mért redőtengely dölések összesített sztereogramja és fő kompressziós erőrendszereinek vektorábrája a domináns támadási irányokkal és a diszharmonia kúpszög feltüntetésével

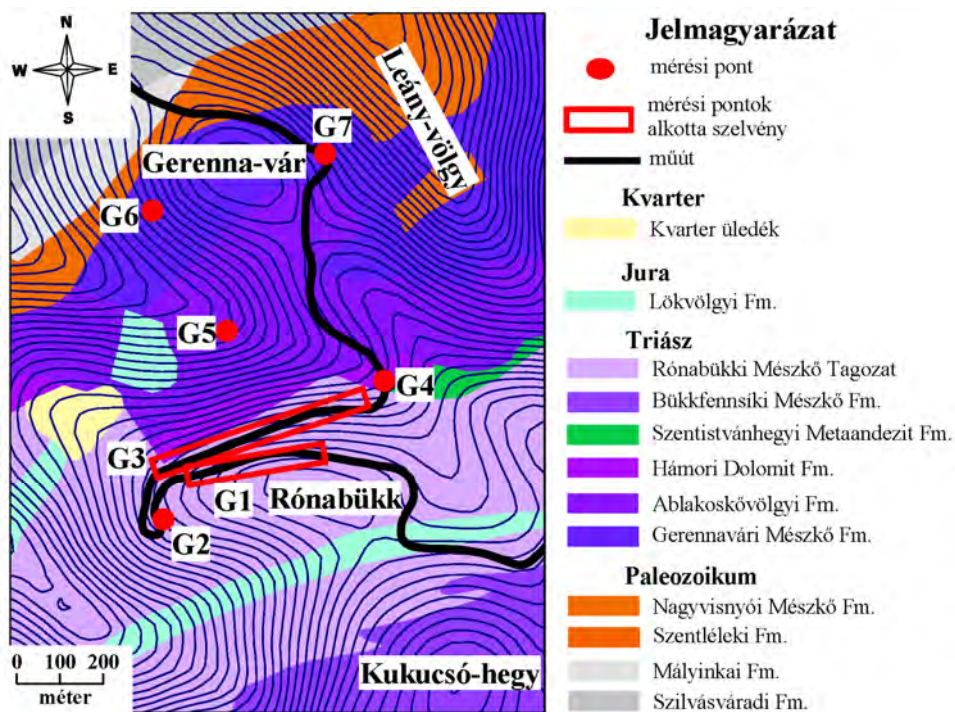
6.5. Rónabükk – Gerenna-vár mérési körzet

A Bükk-fennsík ÉNy-i szegélyzónájában megmaradtunk a mezozoos hegység részen a Kukucsó-hegytől a Gerenna-vár ÉNy-i előteréig terjesztve ki méréseinket (6.5.1. ábra). Feltételezve és elfogadva az É-i nagyredő (BALOGH 1964, CSONTOS 1988, PELIKÁN 2005) egykori létét, majd lepusztulását, annak antiklinális tengelye mentén mélyülhetett ki leginkább a mérési körzet területe a kőzetlepusztulás következtében. A Gerenna-vár környékén tapasztalt kőzet-igénybevételek és deformációk alapján feltételezhető, hogy nem szimmetrikus állóredőről van szó, hanem egy É felé hajló tengelysíkú átbuktatott redőformációról.

A terület mai földtani térképének megszületése hosszú, több szakaszból álló folyamat eredménye (SCHRÉTER 1944, BALOGH 1950, 1954, 1964, 1980, NAGY 1961, PELIKÁN 2005). A mai ismeretek szerint összeállított litosztratigráfiai térkép (6.5.2. ábra) mutatja, hogy területünkön több formáció pásztája húzódik keresztül, ívelt orientációval, ami a Bükk egész É-i szegélyére jellemző, és amit a rotáció és az erózió következményének tartunk (MCINTOSH – KOZÁK 2013a, b, c). A fennsík felépítésére jellemző Bükkfennsíki Mészki Formáció a most vizsgált szegélyzónának csupán a DK-i szegletében jelenik meg igen kis kiterjedésben. Ettől – az erdészeti útnak megfelelően – ÉNy felé haladva normál településben találjuk a következő formációkat, koruknak megfelelően egyre mélyebb helyzetben: Felsőtárkányi Mészki Fm. Rónabükki Mészki Tagozata, Hámori Dolomit Fm., Ablakoskövölgyi Fm., Gerennavári Fm., harántolva az egyre idősebb képződményeket. Ez normál településre enged következtetni annak ellenére, hogy a térséget igen erőteljesen érintették a Bükk szerkezetfejlődésének eseményei. A fentiek mellett a területen előfordul még, észlelési pontjainkon kívüli helyzetben, az idősödés sorrendjében, szintén ÉNy felé haladva a Lökvölgyi Fm., a Szentistvánhegyi Metaandezit Fm., a Nagyvisnyói Fm., a Mályinkai Fm. és a Szilvásváradai Fm. zárja a sort.



6.5.1. ábra: A Gerenna-vár és a Rónabükk közötti kutatási terület helyszínrajza a mikrotektonikai mérési és észlelési pontokkal



6.5.2. ábra: A kutatási terület földtani térképe GYALOG (2005), PELIKÁN (2005) alapján

Észleléseink, méréseink a vizsgált területünk túlnyomó részét alkotó 4 fő triász formáció kőzetanyagának feltárásain történtek, közülük legnagyobb számban a Rónabükk Mészke Tagozaton, három egymástól független mérési körzetben (I., II., III.). A Rónabükk oldalában futó szerpentin útnak két hosszú részén (400m és 700m) 10, illetve 26 rövidebb szakaszból álló méréssorozatot készítettünk. E körzetek és feltárásaik (6.5.1. ábra) az alábbiak szerint következnek:

- I. körzet: Rónabükk
 1. G1 szelvény 10 mérőponton (1/a-j);
 2. rónabükk alapszelvény feltárása (G2);
 3. G3 szelvény 26 mérőponton (3/a-z)
 4. G4 mérési pont
- II. körzet: G5 mérési pont
- III. körzet: Gerenna-vár
 1. alapszelvény (kibővíve, G7);
 2. Gerennavár háta (G6)

6.5.1. Az I. mérési körzet, Rónabükk, G1 szelvény

A Rónabükk gerincének ÉNy-i oldalán, a gerincvonaltól induló lejtőn, attól 20-40m-rel mélyebb szintek közt haladó erdészeti útszakasz bevágásában csaknem folyamatosan tárul fel a hegyet alkotó Felsőtárkányi Mészke Formáció Rónabükk Tagozata. Az útbevágás meredek falú, többnyire közel függőleges, magassága az út szintjétől 2-6m, s kiválóan alkalmas mintagyűjtésre és mikrotektonikai mérésekre (6.5.3. ábra). Az út lejtésének megfelelően KÉK felől NyDNy felé haladva, a 80°-260° csapású szelvény mentén mintegy 10 szakaszon (1/a-1/j) végeztünk méréseket. E szakaszok hossza változó, 1-12m közötti.

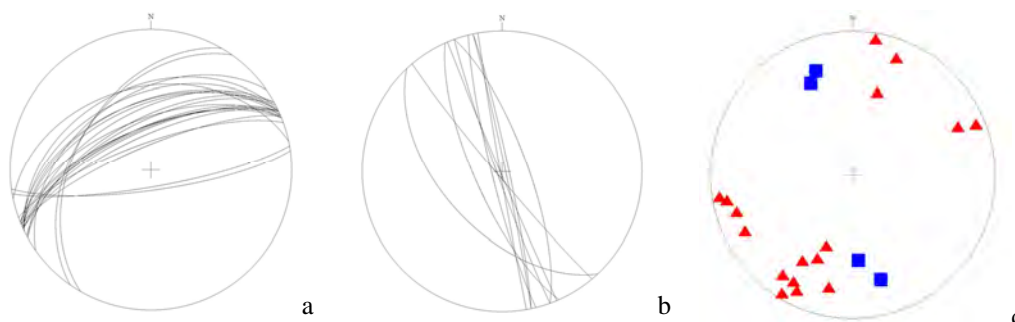
A feltárások túlnyomó részében a P_{II} erőrendszer irányában orientált nagyméretű redőfelszín meredek szakaszát látjuk. A feltárásokat az teszi 3 dimenzióssá, hogy a haránttörések mentén a kisebb törésrajok jelenléte miatt erősebben erodálódott kőzetfelszínben létrejött bemélyedések mentén kis mélységig megfigyelhetők e redők oldalirányból is. Ennek alapján látható, hogy a feltárássorozatban végig konzekvensen e redőfelszín mentén alakult ki a hegy ÉNy-i lejtője, míg a kisebb eróziós vízmosások a markánsabb haránttörések mentén jöttek létre. A térszín meredeksége és a táblákban leszakadó kőzettömeg lepusztulási gyorsasága miatt azonban ezek a haránttörés menti bemélyedések nem tudtak nagyobb méretűvé érlelődni. Az intenzív lepusztulást jelzik a lejtőoldal csaknem minden szakaszán megfigyelhető törmelékmezők és kisebb kőfolyások.

A 6.5.4. ábrán látható redőződés (P_{II}) és annak haránttörése között közvetlenül terepen is megfigyelhető kapcsolat van, miközben a konjugált litoklázisok rendkívül fejletlenek, s ezen a szelvényen belül alig észlelhetők. Mivel a felszín itt teljesen a P_{II} erőrendszerhez kapcsolható nagyredő térbeli lefutásának megfelelően fejlődött, így a lemezes mészkőben viszonylag kevésbé érzékelhetők e felszínen a más irányú deformációk. Jelenlétük ennek ellenére kimutatható, bár nagyon alárendelten. Ezt igazolja a 6.5.4. ábra 'c' diagramja, amelyen megfigyelhető, hogy az említett P_{II} erőrendszer szerinti deformáció a meghatározó, de egyben az is látható, hogy az így kimérhető redőtengelyek, két egymással szöget bezáró csoportot alkotnak. A pirossal jelzett P_{II} két tengelyiránya közötti eltérés nem a redődiszharmónia okozta tengelyeltérés

következménye, hanem két egymást időkülönbséggel követő gyűrődési szakasz eredménye. A szögeltérés közöttük jellemzően 25-35° közötti, átlagosan 30°, s ez nagyjából megfelel a hegység egészének fiatal feltolódásos mozgása közben



6.5.3. ábra: ÉNy felé dőlő redőfront meredek haránttörés-felszínével, azaz a P_{II} erőrendszer vergenciájának irányába orientált rónabükki mészkő (a G1 szelvény 1/c szakasza)



6.5.4. ábra: A rónabükki alapszelvény fölötti G1 szelvény redőfelszíneinek (a), haránttöréseinek (b), valamint redőtengelyeinek (c) sztereogramjai

bekövetkező 20-30°-os ÉNy-ias rotációjának. Ez arra utal, hogy a ma É-D-i irányhoz közelebb eső P_{II} tengelyirány volt a korábbi eredetű. A fiatalabb feltolódások közben a P_{II} dominánssá válásával bekövetkező rotáció ezt a tengelyirányt jelentősen elforgatta, miközben létrehozta a ma jól látható ÉNy-ias vergenciáirányú második redőrendszerét. Ez az irány azonban – megfigyelésünk szerint – csakis a hegységperemeken mutatható ki jól, az egykori DK-i hegységgrészen fellépő támadási ponttal átellenes oldalon, ahol a torlódás és ütközés miatt a feszültségfeloldódás a legjelentősebb lehetett.

A kék négyzetekkel jelzett tengelyirány a legkorábbi P_I erőrendszer deformációs gyűrődéseinek maradvékain mérhető, de ennek nagy részét e területen a P_{II} , valamint a két rendszer eredője (P_{III}) jelentősen felülbélyegezte és elmosta. E ma még mérhető töredék maradvékai teljesen azonos szögértékkel több ponton észlelhetők, s látható, hogy a rajtuk bekövetkezett elforgatás és felülbélyegzés is csekélyebb mértékű volt, mint ennek az eredetileg is diszharmonikus rendszernek a többi elemén. A mai felszín

alakításában azonban már teljesen eltűnt a szerepük, szemben a hegység északkeleti részével, ahol ennek ellenkezője tapasztalható (lásd pl. Garadna-völgy K-i szakasza).

6.5.2. Az I. mérési körzet, Rónabükk alapszelvénye (G2)

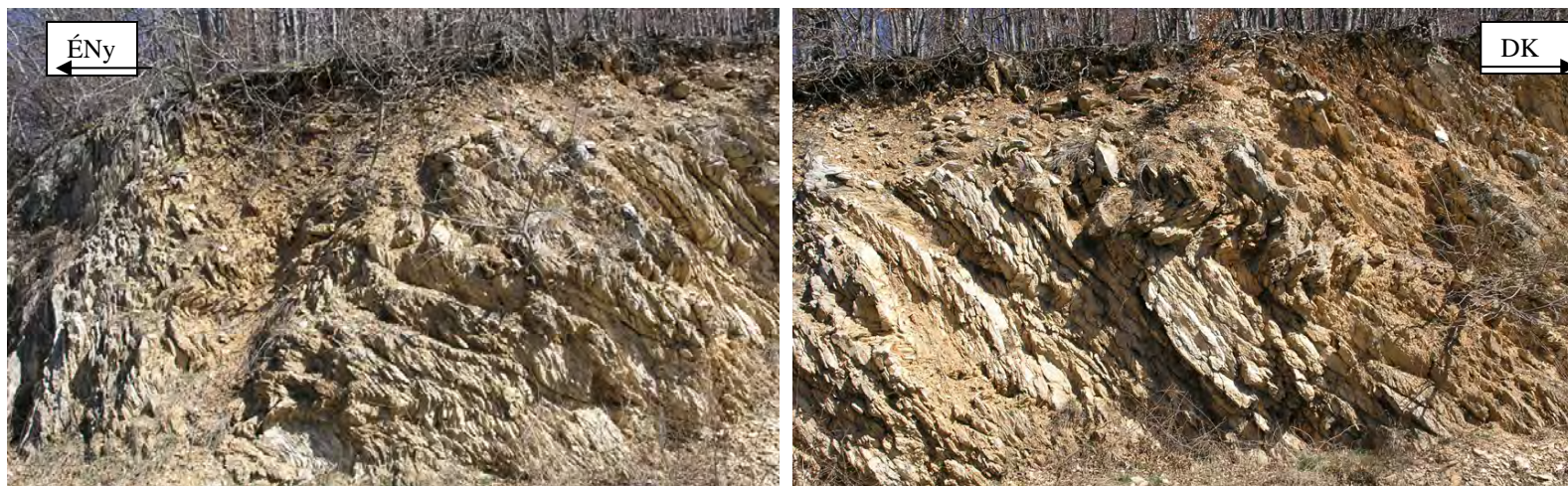
A Rónabükk gerincének Ny-i végén az erdészeti műút nagy kanyarjának pihenőjénél a kőzetnek egy 40m széles, 3-6m magas mesterséges feltárása bukkan felszínre (6.5.5., 6.5.7. *ábra*). Benne kitűnően megfigyelhetők a kőzet tömegét ért erőhatások deformációs és tönkremeneteli elemei. A földtani alapszelvényé minősített feltárás szerencsés irányban metszi keresztül a legmarkánsabb redőrendszert, amelynek homlokfrontját a 400m és 700m hosszú szelvények szakaszaiban figyelhetjük meg. A feltárás valójában a markáns nagyredők legjellemzőbb haránttörés irányának csapása mentén lett kialakítva, így megfigyelhetővé teszi a rendszerlemek keresztmetszeti megjelenését. Mivel a szelvény szélessége csupán 50m, ezért nagyobb horizontális eltérések ennek csapása mentén nem észlelhetők. Az É-i homlokfront közelében leginkább erőteljes a deformáció és válnak láthatóvá az egykori redők átmetsződésének, elforgatásának és összepréselésének maradványai.

A szelvényben D felé haladva látható, hogy az összlet egy torlódásos szakasznak az az átmeneti része, amelytől É-ra a legerősebb deformációk láthatók, D-re pedig fokozatosan következik be egy feltolódás és visszapikkelyeződés, ami itt a lehetséges kitérést jelenti a nagyon erőteljes kompressziós erőter hatása elől. Feltehetőleg a visszapikkelyeződések is a vergencairányra merőleges sávokban hol erősebben, hol gyengébben jelentkeznek, de szinte a hegység minden részén megfigyelhetők (pl. Bükk-fennsík mérési körzetei, Mexikói-völgyben lévő kőbánya). A P_{II}, illetve P_{III} erőrendszer haránttörései közé zárt ÉÉNy-DDK-ies csapású sávokban eltérő mértékben jelentkezhet az egyes vergenciális frontok mentén a torlódás, a feltolódás, illetve a visszapikkelyeződés, ezért kissé mozaikosnak tűnik ez a jelenségsor. Ugyanakkor a visszapikkelyeződés oly erőteljes és elterjedt lehet, hogy ez a hegység egészéről kialakított összegző kép értelmezését is téves irányban határozta meg, azt a látszatot keltve mintha D-ies vergenciájú takaróredő képződés zajlott volna a térségben.

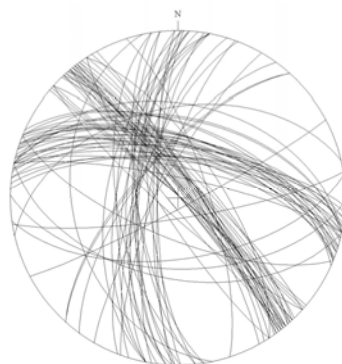
Az itt található világos- és világos közészürke lemezes mészkő többirányú deformációt szenvedett, de ebben az utolsó fázis lehetett a leginkább meghatározó. Vagyis az összleten a P_{II} erőrendszer hagyta rajta igazán markánsan a nyomait, felülbélyegezve és nagyrészt eltüntetve a korábbi deformációs elemeket. Valószínű, hogy a másutt is jól kimutatható korai P_I erőrendszer hatásai itt nagyrészt elmosódtak, litoklázisait pedig a kései P_{II} megújítva felhasználta saját hatásainak létrehozásakor.

Az alapszelvényben – haránttörés menti helyzetének megfelelően – kitűnően láthatók a terület morfogenetikáját döntően meghatározó késői P_{II} erőrendszer elemei. A jól mérhető törésháló sztereogramját a 6.5.6. *ábra* mutatja. Szabályos kifejlődéssel jelenik meg benne a P_{II} utolsó gyűrődési fáziséhez kapcsolható haránttörés, valamint az ezt kétoldalt átmetsző bal- és jobboldali konjugált litoklázis rendszer. Az egyéb észlelések nyomvonalai itt elmosódtak és rendszerint felülbélyegeztek. Egyaránt kimutathatók a P_I erőrendszer nagyrészt felemészített maradványai és a P_I-P_{II} eredőjeként megjelenő P_{III} erőhatás néhány eleme is. E feltárásban tehát még markánsabban figyelhetjük meg azt, amit a G1 szelvényben már korábban leírtunk.

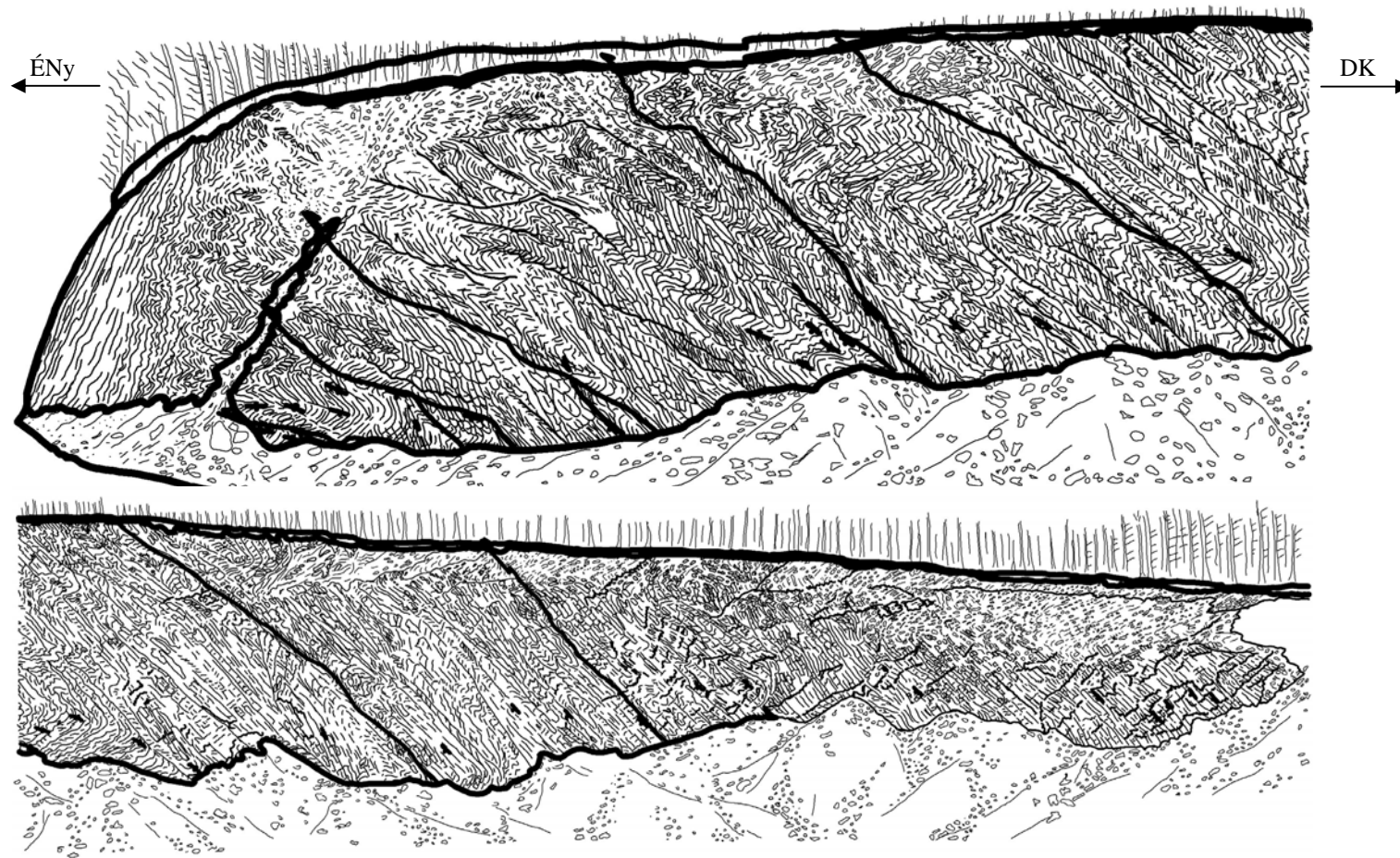
Az alapszelvény feltárásában közvetlenül is jól megfigyelhető számos olyan gyűrődés, amelyet a korai és késői P_{II} erőrendszer hozott létre, vagy mosott el és



6.5.5. ábra: A Rónabükki Mésző Tagozat alapszelvényének fotóján átbuktatott- és fekvőredők, valamint az ÉÉNy-felé dőlő redőfront látható



6.5.6. ábra: A Rónabükk feltárásában mért szerkezeti elemek jellemzőinek sztereogramja



6.5.7. ábra: A Rónabükki Mésző Tagozat alapszelvényének valóság-hű, digitális rajza (két részletben). Az ÉÉNy-ias vergencia látható dominanciája mellett, a szelvény jobb (D-i) szegélyén már megfigyelhető a kezdődő visszapikkelyeződés néhány jele

bélyegzett felül. Megfigyelhető az is, hogy a feltolódások során réteglapmenti elemi elcsúszások sorozata állhatott elő, s a kompresszió irányába nagyrészt beforgatott rétegzés még eredetileg követte a különböző erőhatások okozta deformációs irányokat. A késői stádiumban azonban a P_{II} utolsó erőhatásai oly erőteljeseknek bizonyultak, hogy ezeket a gyűrődéseket részben beforgatták, részben az utolsó nagy gyűrődés felületéhez igazított palássági felszínekkel átmetsztették, s ezek mentén némileg eltorzították. Ez egyben megfigyelhetővé teszi azt is, hogy a jelenleg felszínre bukkanó nagyméretű redőfronthoz képest – amely a mai felszint meghatározza – e belső palássági síkok a redőmag felé haladva elgörbülő felülettel egyre lankásabbá válnak. Mindez jelentős torlódásra enged következtetni, amely ebben a térségben állhatott elő, s ami végül e hegységperem meredek feltolódásos kiemelkedését okozta. Eközben a főleg lemezes mészkövekből álló, nagyrészt mezozoós összlet lenyíródott plasztikusabb és több hullámban deformált, metamorfizált aljzatról, s a még mélyebben húzódó kristályos dél-gömöri aljzatról, amelyen az egész rendszer ÉÉNy felé mozgott (KOZÁK et al. 2001).

Míg a mezozoikumnak ezen az ÉÉNy felé kiemelt peremi részén az ÉÉNy-ias feltolódások a meghatározók, ugyanakkor visszafelé haladva a fennsík mészkőtömegében egy más típusú torlódás miatt már elsősorban nem É-ias a vergencia, hanem a főfeszültség DDK-ies visszapikkelyeződésekben oldódott fel.

6.5.3. Az I. mérési körzet, Rónabükk, G3 szelvény

A Rónabükk ÉNy-i lejtőjén levezető szerpentinút következő nagyobb feltárásorozata az alapszelvénytől kezdődően mintegy 700m-en át követhető a következő éles útkanyarig. A 26 szelvénytörzsből álló útbevágás hasonló csapásirányú, mint a fölötte húzódó G1 szelvény. Így megfigyelhettük, hogy az egyik északi nagyredő homlokfrontján lefelé haladva milyen azonosságok és különbségek jelentkeznek a felette lévő feltárásokhoz képest.

A mélyebb helyzetű, 700m hosszú szelvényben Ny-ról K felé, az út lejtésirányában haladva, mindvégig uralkodók a falsíkot képező É-ias nagyredő redőfelszínei, amelyek mentén a Rónabükk mai, ÉNy-i lejtője kialakult. Így az útbevágások e felszínbe metszenek bele, háromdimenziósan feltárva a redőfelszín környékének kőzetösszetételét.

A nagy É-i redőhöz tartozó haránttörések helyenként sűrű rajban jelennek meg egymástól kis távolságra (6.5.8. ábra), de felületeik mentén többnyire csak elemi elmozdulások valószínűsíthetők. Ezzel szemben 10-25m-enként következnek olyan haránttörések vagy töréscsoportok, amelyek mentén a felületen bevágódás, kiüregelődés figyelhető meg, s a kőzet összetöredezettsége jelzi, hogy itt feltehetőleg az előzőeknél valamivel nagyobb (dm-m-es?) elmozdulások történhettek a fő vergencia irányában. Az ennél nagyobbak pedig valószínűleg nem láthatók számunkra, mert ezek határolják az egyes szerkezeti blokkokat és határozzák meg a legnagyobb felszínalaktani szegélyzónákat (pl. oldallejtőket, völgyoldalakat, sziklaalakzatok elvégződését).

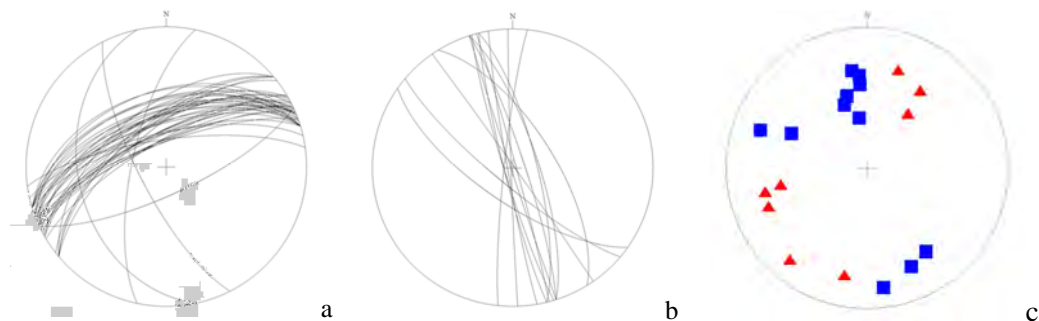
Az út lejtése szerint lefelé haladva mind gyakrabban tűnnek elő az útbevágás meredek oldalfalát képező redőfronton olyan korábbi deformációs elemek maradványai, amelyeket a P_{II} erőrendszer kompressziós hatása számos helyen megsemmisített, felülbélyegzett, vagy palássági felületekbe préselt halványan kirajzolódó nyomvonalakként. Gyakori, hogy e nyomvonalak mentén a kőzet könnyen elválik, ami arra utal, hogy e felületek maguk is redőfelszínek voltak. Mivel réteglap menti, illetve



6.5.8. ábra: ÉNy-felé dőlő redőfront a 0,4-2,0m-enként, sűrűn megjelenő haránttörésekkel a rónabükki mészkőben (700m hosszú szelvény 'e' szakasz)



6.5.9. ábra: A Rónabükk 700m hosszú szelvényének g szakaszán kitűnően megfigyelhetők a többirányú deformáció maradványai. Uralkodóak az ÉNy-felé dőlő É-i nagyredő felületei, melyek az útbevágás hegyfelőli falsíkját képezik.



6.5.10. ábra: A rónabükki alapszelvény alatti, 700m hosszú szelvény redőfelszíneinek, haránttöréseinek és redőtengelyeinek sztereogramjai

palássági sík menti kisebb elcsúszásokkal számolnunk kell, így itt is az látható, hogy a néhol „Jehámló” palásodott redőfelszín befelé feltáródó párhuzamos felületein ezek a nyomvonalak maguk is eltolódnak egymáshoz képest néhány cm-rel (6.5.9. ábra).

Bár az említett módon összepréselt korai gyűrődések szellemképei és gyakran elmosódó nyomvonalai sok helyen felismerhetők, mérésük meglehetősen nehézkes.

6.5.10. ábra jól láthatóan jelzi, hogy a P_{II} kompressziós erőrendszerhez tartozó domináns redőfelszín dőlése ('a' sztereogram) ÉNy-i irányú, az ehhez tartozó haránttörések (6.5.10. ábra, 'b' sztereogram) pedig a rá merőleges irányhoz képest néhány fokkal eltérnek. Ennek oka a korábbiakban már leírt rotáció lehet, amely ennek az utolsó redőképző folyamatnak az idejével részlegesen átfedésben következhetett be.

Az elmondottakon kívül még többet árulnak el a redőtengelyek mérési eredményeiből szerkesztett sztereogramok. A 6.5.10. ábra 'c' sztereogramján szintén megfigyelhető az a már korábban is érzékelt jelenség, hogy a domináns P_{II} erőrendszer redőtengely irányában van egy fokozatos rotáció ÉNy-i irányba, s ez bizonyosan a gyűrődési folyamat utolsó stádiumában jöhetett létre. Itt is látható továbbá, hogy a P_I erőrendszer diszharmonikus redőinek nyomai még ma is felismerhetők (lásd kék négyzetek). Ebben is több fázis, illetve egy rotációs elfordulás jelenik meg, de a rendszerelemek erőteljes préseltsége miatt a folyamat részletei összemosódnak.

6.5.4. A III. mérési körzet, Gerenna-vár alapszelvénye (G7)

Az eddig vizsgált feltárásokhoz képest a gerenna-vári közettömb van legmélyebb térszíni helyzetben, bár a tektonikus törések által irányított erózió még sokkal mélyebbre hatolt e szerkezeti tömb ÉÉK-i előterében. Az összlet kőzetét a Gerennavári Mészkö Formációba sorolták (PELIKÁN 2005), s az autóspihenő melletti sziklafelületet tekintették a formáció egyik legjellemzőbb típusfeltárásának. A kőzet feketésszürke, világosszürke mészkő, a szín általában a diszperz szervesanyag-tartalom, illetve az agyag-aleurit szennyezettség függvényében változik.

A helyszínen elhelyezett bemutató táblán (PELIKÁN 1985) egy konzekvens településű, enyhén D-ies dőlésű, vastaglemezes mészkőösszlet képe rajzolódik ki, amely egyben a nagy Északi-antiklinális D-i szegélycsónkjaként bukkan felszínre és preparálódott ki az erózió és korrózió által. A szelvény leírása nem tartalmaz gyűrődéses elemeket, s ilyenekre nem is utal, holott számos ponton találtunk különböző fejlettségű és méretű redőmaradványokat, amelyeknek a tengelysíkja közel merőleges az északi nagyredőre.

A formáción belül a kőzetdeformációkat és igénybevettséget illetően ismétlődő szakaszosság figyelhető meg. Ezen azt értjük, hogy az erőrendszer feszültségterének továbbterjedése az összlet egyes részein nem azonos módon történt. Bizonyos szakaszokon a közettömeg pusztán mechanikus közvetítőnek bizonyult, anélkül, hogy érzékelhető deformációkat vagy tönkremenetelt szenvedett volna, illetve ezek jelenléte csekély, alig érzékelhető. Ugyanakkor bizonyos szakaszokon a feszültségek feloldódásának lehetünk tanúi, ami az adott helyen fokozott igénybevételt, deformációt okozott a közettömbben.

A helyszínen is bemutatott, és a MFGI (korábban MÁFI) által nyomtatásban is megjelentetett földtani alapszelvény (PELIKÁN 1985), egy nyugodtabb településű részletét mutatja be az összletnek. Mi ennek a területén is találtunk azonban deformációs elemekkel (6.5.11. ábra), amelyek azután a feltárás folytatásában

felerősödnek és jól láthatók, de nehezen értelmezhetők. Itt ugyanis egy erőteljesebben igénybevett diszharmonikus gyűrődésekkel és feltolódásokkal jellemzett torlódásos szakasz következik az autóspihenő Ny-i szélénél és annak Ny-i folytatásában (6.5.12. ábra). Ez a szelvényrész legalább 50-70m hosszúságban és 4-8m magasságig tárja fel az erdészeti út mentén a kőzetet. Itt megtevesztő lehet, hogy az É-i antiklinálisnak a leszálló és ellaposodó D-i szegélyén vagyunk, ahol ez a nagyredő és a felületek mentén bekövetkezett kisebb elmozdulások és breccsásodások oly markáns megjelenésűek és oly mértékig felülbélyegezték a korábbi deformációkat, hogy azokat csak igen tudatos kereséssel lehet azonosítani.

A feltárás egésze arra utal, hogy az összlet betemetett állapotban erősen megtorlódott, néhány 10m szélességű sávban gyűrődni kezdett, s ezek diszharmonikus görbületei néhol egyben palássági felületek is. 5-8m függőleges távolságra sík rétegzésre emlékeztető „réteggötegek” láthatók, amelyeket ritkán metsz át egy-egy feltolódás vagy felgyűrődés. A deformációk többsége a „réteggötegek” közötti térben játszódott le, viszonylag kisméretű elmozdulásokkal. Az igénybevétel a kőzeteket már erőteljesen konszolidált állapotban, de viszonylag nagy fedettség mellett érthette, ami nem tette lehetővé sem a nagyméretű kitéréseket, sem a kiterjedt deformációs elemek kialakulását (6.5.14. ábra).

A folyamat ismétlődő jellegére és enyhe irányváltásaira utalnak a diszharmonikus felnyílási hézagok, az 'S', illetve fél 'S' alakú íveltségek, valamint ezek egymást enyhe irányváltással átmetsző ismétlődései. Emiatt az 'S' hajlatok, amelyeknek görbülő talprészei kijelölik egyben az eltolódási irányokat is, olyan szilvamag-szerű, lemezesen görbülő formákat hoznak létre, amelyek tengelyirányai és a görbületei szembemutató, kis nyílásszögű kúpfelületekhez rendeződnek 6.5.14. ábra középső része.

E torlódási zónákat azután ismét egy nyugodtabb településű, jól „rétegzett” összlet kíséri, amelyben csekély a tektonikus igénybevétel mértéke az előzőekhez képest. Itt ismét megfigyelhetők tektonikus rétegcsoportok, enyhe belső deformációkkal. Új elemként jelenik meg azonban benne egy a korábbiaknál erőteljesebb réteglap menti vonszolódásból származó breccsásodás (6.5.13. ábra). E breccsarétegek vastagsága helyenként 10–30cm is lehet, lokális elvékonyodással és kiöblösödésekkel, néhol budinaszerű elliptikus metszetű kihengerlődéssel.

A kőzetben gyakoriak a kalciterek, amelyek rendszerint a palásodások és törések mentén alakulnak ki. Két-három ilyen, egymást változó szögben átmetsző kalcitér rendszer figyelhető meg, de emellett szabálytalan kalciterezettség is előfordul.

A 6.5.11. ábrán látható mészkőfal képezi az alapszelvény felső szakaszát. Bár a leíró értelmezése szerint itt egy lapos dőlésű síkrétegzés, viszonylag nyugodt település és vastaglemezes megjelenés jellemző, a kőzetben többféle deformációs elemet azonosítottunk. Ezt a szelvényrészt tekintjük a szelvény 'A' részének, az ezt követő mintegy 15m-es szakaszt a 'B' részének (6.5.12. ábra), majd az autóspihenőtől Ny-ra eső kőzetfalat a szelvény 'C' szakaszának.

Az 'A' szakaszon a rétegzést szerintünk nem lehet egyértelműen megállapítani, jobbára a palássági felszínnek azonosíthatók számos olyan görbületi elemmel amelyek gyűrődésre utalnak. Bár íveik szegélyén rendszerint kisebb-nagyobb torzulások és oldalirányú préseltség látható, egyértelműen kimutatható, hogy K-ies vergenciájú, diszharmonikus redők maradványai. Mivel a Gerenna-vár környékén a legkorábbi deformációs folyamat eredményei az uralkodók, így itt is feltételezhető, hogy ezek



6.5.11. ábra: A gerenna-vári földtani alapszelvény K-i szárnya ('A' szakasz), melynek rajza az előtte elhelyezett bemutató táblán látható



6.5.12. ábra: A gerenna-vári földtani alapszelvény középső ('B') szakasza. Centrumában egy 'S' betűt formáló szerkezeti elemeggyüttes látható, jobbra fent pedig egy gyűrődési csavartengely mentén kialakult karsztos üreg bejárata



6.5.13. ábra: A gerenna-vári földtani alapszelvény Ny-i szakasza ÉK-felől ('C' szakasz), gyűrődéskor a belső csúszófelületek mentén kialakult breccsaösv van kiemelve

lehetnek a legkorábbi szerkezeti deformációk. A P_I erőrendszer több hullámban hozott létre előbb kisebb, majd egyre nagyobb amplitúdójú diszharmonikus redőrendszert, melynek itt csupán kisebb részletei tárulnak fel.

A 'B' szelvényszakaszon – jelentős mértékű felszínletisztítást követően – kitűnően kirajzolódott egy nagy méretű, vertikálisan kb. 8m kiterjedésű 'S' alakzat, amely egy K-ies vergenciájú erő által létrehozott diszharmonikus gyűrődésnek a deformált maradványa. Ezeknél az alakzatoknál gyakori, hogy az 'S' hajlatainál egy P_I erőhöz tartozó R_I redőfelszín fokozatosan deformálódva megy át a P_{II} erőrendszer által létrehozott R_{II} redőfelületbe. Némelyik alakzatnál még a P_{III} általi megpréselődés hatása is kimutatható. Valószínűnek látszik, hogy itt is hasonló jelenség történt, mint a töréses elemek egy részénél, amikor a fiatalabb felülbélyegző erő a régi rendszer bizonyos elemeit meghagyja, megváltoztatott funkcióval felhasználja, illetve saját rendszeréhez igazítva megújítja, de deformáltan. Így gyakran olyan átmeneti elemek jönnek létre, amelyek értelmezése nem egyszerű. Ezeket az elemeket gyakran egy belső, kisméretű helyi csúszósík vágja el, illetve szünteti meg, elszakítva az egykori elem többi részétől. Hasonló alakzatokat – változó függőleges méretben (0,5–8,0m) – több feltárásban megfigyeltünk (pl. Olaszkapu sziklaszoros ÉK-i oldala, Fekete-len).

Úgy tűnik tehát, mintha több redő részletei kapcsolódnának egybe a jóval későbbi É-i antiklinális létrejöttékor kialakuló palássági síkok közé zárva. Az 'S' alakzat felső végénél látható barlangüreg a kőzetben kialakult, egymással hegyesszöget bezáró erők által létrehozott ún. csavartengely jelenlétét jelzi. Hasonlóakra a Bükk több részén találtunk példát (pl. Közép-Garadna kőbánya, Bánkút mellett a Nagyvisnyói Mészke Formációt feltáró szelvény), s ezek mentén csaknem mindig kiüregelődés alakult ki a kőzet erőteljes igénybevettsége miatt.

A 'C' szelvényszakaszon két jelenség jelenik meg rendkívül markánsan. Egyik a már említett P_I és P_{II} redőfelületek maradvány elemei, amelyek helyenként egymáshoz kapcsolódnak, de kevésbé látványos módon, mint ahogy az a 'B' szakaszon volt látható. A másik elem olyan belső csúszósíkok közel párhuzamos lefutású rendszerének felületi kibukkanása, amelyek pados külsőt kölcsönöznek a kőzetnek, s ezek mentén 10-30cm-es, vagy azt meghaladó vastagságú morzsolt breccsaövek jönnek létre e felületek mentén. Az említett redőmaradványok többnyire ezekben az övekben végződnek el látszólag, de folytatásukat a breccsaöv másik oldalán, kevésbé látható formában, többnyire nyomozni lehet térben eltolódva.

Az eddig vizsgált gerenna-vári 'A', 'B', 'C' szelvényszakaszok területén mért összes (~300) töréses elem együttes projekciós ábráját mutatja a 6.5.15. ábra 'a' diagramja (balra). A kaotikusnak látszó litoklázis rendszerben kirajzolódnak a P_I -nek, P_{II} -nek és P_{III} -nak megfelelő radiális- és haránttörések és az ezekhez tartozó konjugált litoklázisok. Mivel a P_{II} és P_{III} a rotáció által elforgatva is megjelenik, ezért egy bizonyos mezőben szóródnak a hozzájuk tartozó értékek, miközben a P_I -re jellemző rendszerlemek fokozatosan felülbélyegződnek. A 6.5.15. ábra 'b' diagramján a P_I -hez tartozó elmosódó redőmaradványok eltorzult és elforgatott haránttöréseit látjuk, a 'c' diagramon pedig ugyanennek a rendszernek a balos és jobbos konjugált litoklázisait figyelhetjük meg. Mostani helyzetük már átmenet a P_I és a P_{III} között, ami az ÉNy-ias rotáció következménye. Az elforgatás szöge mintegy 20°-os lehet, s ez megfelel a hegység többi részén észlelt rotációs értékeknek.



6.5.14. ábra: A gerenna-vári földtani alapszelvény védett feltárásának fotója és valóságű, digitális rajza

A mérési körzetben – amint ez az ÉÉNy-i hegységperemen leginkább jellemző – a P_{II} erőrendszerhez tartozó redők dominálnak, s hozzájuk képest alárendeltebb a P_{III} , noha az északi antiklinális egésze K-Ny-ias tengelyű, tehát a P_{III} -nak a következménye.

A 6.5.16. ábrán látható, hogy a P_I és P_{II} erőter rekonstruált erővektorait a két erő együttes megjelenésekor fellépő É-ias irányú P_{III} erőter eltorzította, részlegesen elforgatta saját síkjához közelítve őket. Így mindkét erővektor átmeneti helyzetben van az eredeti irányszög és a P_{III} típusos iránya közötti helyzetben

6.5.5. III. mérési körzet, Gerenna-vár DNY-i hátoldala (G6)

A Gerenna-váron húzódó erdészeti műúton eddig vizsgált feltárások a hegy ÉÉK-i oldalában található. A 6.5.17. ábrán viszont Ny felől figyelhetjük meg a kép közepén magasodó Gerenna-vár kúpszerű kiemelkedését. Látható, hogy az előzőekkel átellenes D-i oldalon D-ies dőlésű a hegyoldal lefutása, amely egy nagy kiterjedésű, csaknem sík mészkőfelszínhez kapcsolható. E viszonylag meredeken DDNy felé dőlő ($196^\circ/42^\circ$) redőfelszín a Gerenna-várnál meredeken induló, már lepusztult É-i nagyredő D-i szárnyát képviseli.

A 6.5.17. ábra sztereogramján látható mérési eredmények mutatják, hogy a Gerenna-vár D-i lejtőjének sziklafelszínén is hasonló tönkremeneteli törésrendszer található, mint az É-i, illetve ÉK-i feltárásokban. Megjelenik a P_I erőrendszerhez tartozó konjugált litoklázisok elforgatott és eltorzított maradványa, valamint a nagyredőt létrehozó domináns P_{II} szintén torzított haránttörés rendszere, illetve a P_I , P_{II} eredőjeként kialakult és az É-i nagyredőt létrehozó P_{III} erőrendszer radiális törése.

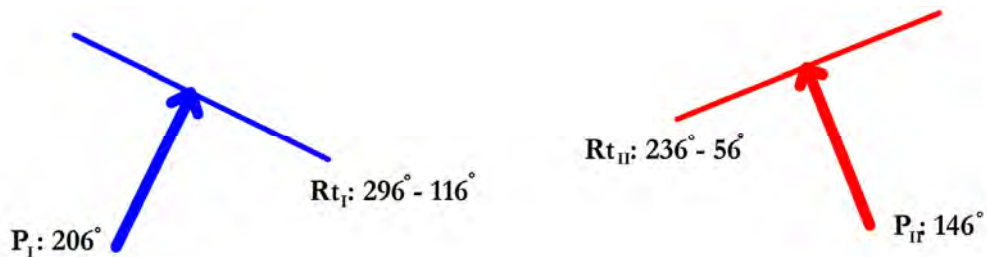
6.5.6. Összegzés

A bükki tektonikai méréssorozat sávszelvényének ÉÉNy-i tagja a Rónabükk – Gerenna-vár körzet erősen tagolt, meredek lejtőkkel jellemzett, mélyen erodált É-ias lejtésű lejtőoldala képezte e mérési sor tárgyát. Összességében 45 szelvényfeltárásban végeztünk méréseket, a kimért elemek száma ötszáznál több. A vizsgált szerkezeti tömböt a kora- és középső-triász képviselőiben megjelenő négy, uralkodóan mészkőből álló, alárendelten dolomitosodott karbonátos formáció építi fel. Ezek mechanikai viselkedése nem tér el lényegesen egymástól, mivel rétegzési sajátosságaik és szilárdságuk is hasonló jellegű. Így számítani lehetett arra, hogy a kimutatható különbségek nem az eltérő kőzetminőségre vezethetők vissza, hanem elsősorban a mérési hely térbeli helyzetétől, az egykori felszíntől számított mélységétől, illetve a helyi feszültségfeloldódás mértékétől függenek.

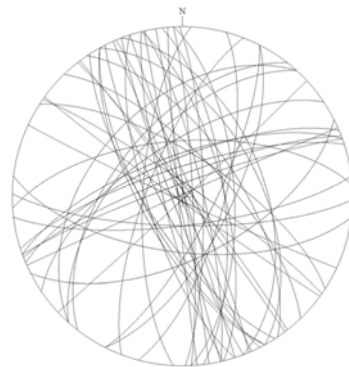
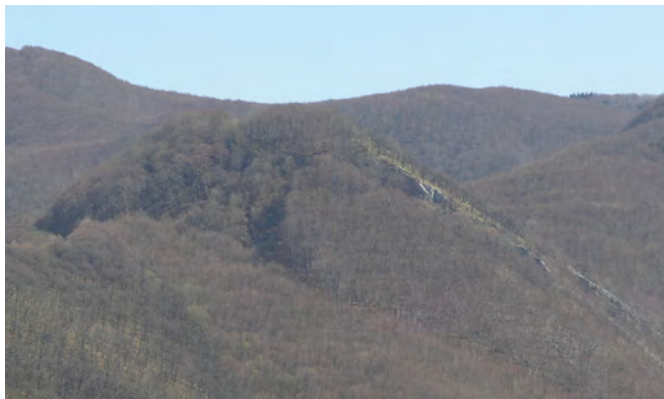
A területre általában jellemző, hogy az ÉÉNy felé takarószzerűen feltölt Bükk hegységnek ebben a szegélyzónájában viszonylag erőteljesek a tektonikus eredetű tönkremenetek, jelentős a gyüredezés, a breccsásodás, illetve fejlettek és részben nyitottak a feltárások. Észleléseink e várakozásokat igazolták. A Bükkben megjelenő és a hegység kialakulásában döntő szerepet játszó hármas erőrendszer (P_I , P_{II} , P_{III}) feszültségterének deformációs és tönkremeneteli elemei egyaránt felismerhetők, többnyire mérhetők. Közülük elsősorban a fokozatosan dominánssá váló P_{II} erő hatásai jelentkeznek igen markánsan, de ugyancsak meghatározó jellegű a P_I , P_{II} eredőjeként definiált, É-ias vergenciájú P_{III} erőrendszer elemek hatása is, amely a nagy É-i redő kialakulásának erőtanai mozgatórugóját jelentette.



6.5.15. ábra: A Gerenna-vár 'A', 'B', 'C' szelvényében mért töréses szerkezeti elemek (a), P_1 torzult haránttörései (b), valamint P_1 konjugált litoklázisai sztereogramon ábrázolva



6.5.16. ábra: A Gerennavár teljes feltárásorában mért szerkezeti elemekből rekonstruálható feszültségterek irányvektoros megjelenítése



6.5.17. ábra: A Gerenna-vár látképe Ny-felől. Megfigyelhető, hogy a hegy háta egy meredeken D-ies lejtésű mészkő „pad”, míg az É-i orom az egykori nagy É-i redő megmaradt szárnycsonkja. A jobb oldalon a Gerenna-vár DNE-i lejtőjének szikláin mért litoklázis irányok sztereogramja látható

Itt is jellemző számos olyan jelenség, amely a Bükk más területén is érzékelhető. Ezek között elsőként említendő, hogy az egyes erőrendszerek elemeit – ahol csak lehetőség nyílt rá – a következő erőrendszer felhasználta, megújította, eltérő funkcióval ruházta fel, s ahol ez nem sikerült, ott felülbélyegezte, s nagyrészt eltüntette vagy deformálta. Ugyancsak jellemző, hogy a legmagasabb térszíni helyzetű részeken a közettömegnek kisebb volt a deformációs kényszere, mivel függőlegesen kitérhetett bizonyos mértékig. Rétegtani értelemben – ami e területen megegyezik a térszíni helyzettel is – minél mélyebbre hatoltunk az összletben, annál zártabb és szűkösebb mozgástérben játszódtak le a szerkezeti mozgások erőterei által okozott deformációk és tönkremenetek, tehát itt erőteljesebbek a megújító és felülbélyegző hatások.

Az utolsó – feltehetően pleisztocén kori – dinamikus erőhatások jelentős előre- és feltolódást idézettek elő a Bükköt alkotó mészkőtömegben, nagyban továbbélve annak törvegyürt szerkezetét, felszíni erózióját és potenciális karsztosodását. E tektonikus preformációs irányok alapjaiban határozták meg a felszín alá jutó víz lehetséges mozgáspályáit, irány, mérték és mélység szerint egyaránt. Mai ismereteink szerint azonban a Rónabükk–Gerenna-vár mérési körzet területén jelentősebb barlangok nem találhatók, viszont gyakoriak a kisebb méretű üregek, kis mértékben nyitott hasadékok.

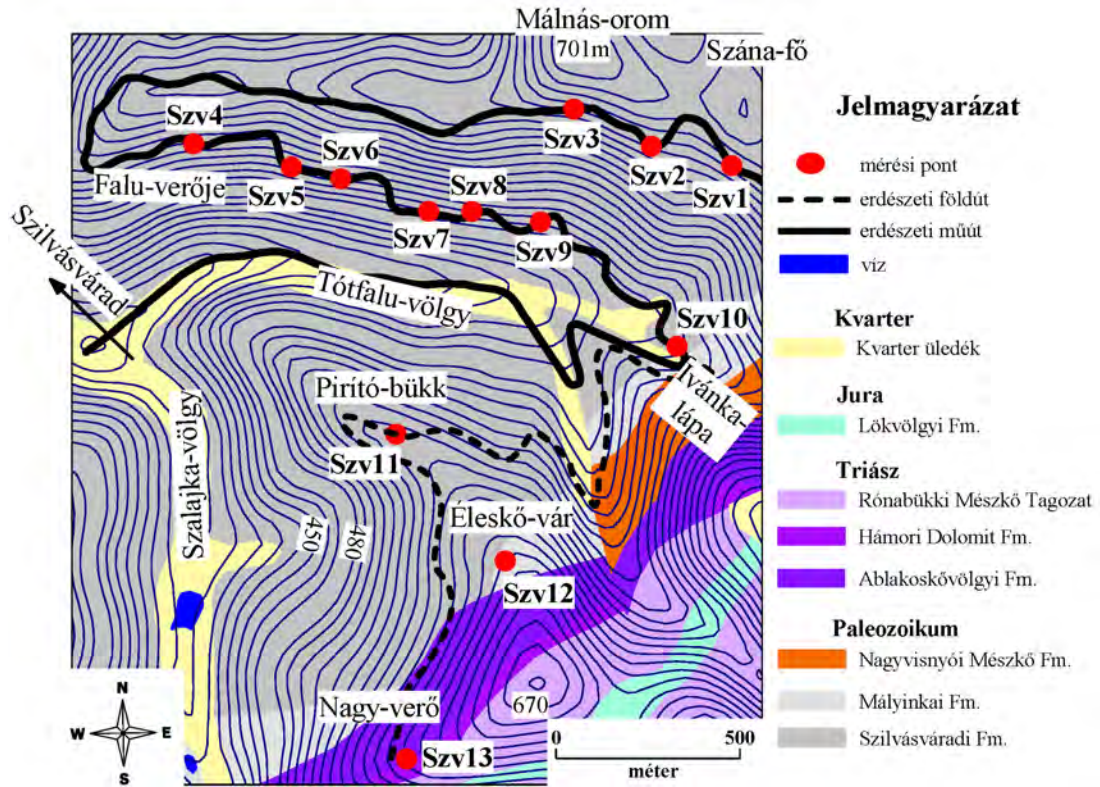
Helyzetük és érettségük miatt a ma fellelhető kisebb üregek és járatok orientációja minden esetben a kimért szerkezeti főirányokhoz igazodik. Az É-i nagyredő lepusztulása olyan gyors és hatékony lehetett a pleisztocén során, hogy tulajdonképpen igazán fejlett barlangrendszerek kialakulásának nem igazán voltak adottak a feltételei, s ha akadtak is érettebb barlangjáratok, azok lepusztultak a redő centrumával együtt. A karsztos morfogenetika szempontjából tehát a hegység egészét tekintve ez az ÉÉNy-i, máig megőrződött szegélyrész a jelenségekben szegényesebb és formákban fejletlenebb területrészek közé sorolható.

6.6. Szilvásvárad mérési körzet

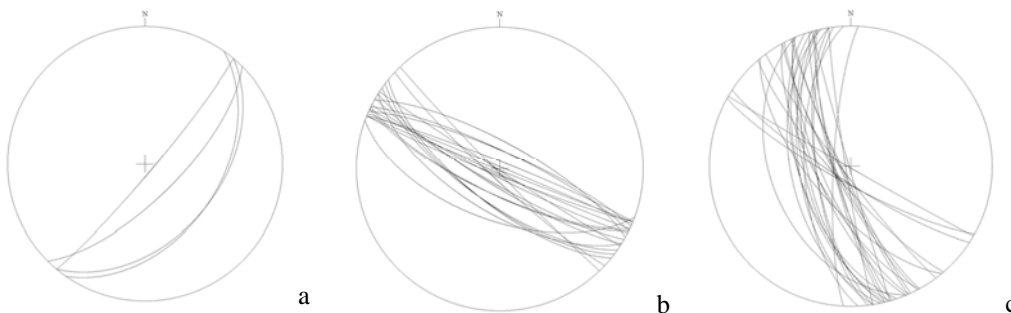
A bükki központi sávszelvény (6.1. ábra 1. mérési körzete) utolsó részegysége a Szilvásvárad DK-i határában lévő, ~4km² kiterjedésű terület. Meredek lejtőit és erős tagoltságát részben hegységperemi helyzetének, másrészt erózióérzékeny, nagy aprózódási hajlamú paleozoos képződményeinek köszönheti. A mérési helyszíneket az erdészeti műút mentén lefelé haladva jelöltük ki, az egyre mélyebb helyzetben következő, fokozatosan idősödő képződmények legalkalmasabb feltárásain (6.6.1. ábra).

A kőzetkibúvások száma oly nagy, hogy a hasonló karakterűek közül erősen szelektálva végül 13 mérési szelvényen összességében 1471 mérést végeztünk. A területet általában meredek lejtőoldalak jellemzik, különösen a Tótfalu-völgy É-i peremén. E meredek morfológia miatt vékony a talajtakaró, gyakoriak az enyhén karrosodott és erodált kőzetkibúvások és a felszínből kimagasodó sziklaalakzatok.

A fennsík É-i peremén a mérési körzet KÉK-i szegélyénél lépünk át a triász karbonátos összlet felszínéről a bükki paleozoikum területére, amelyen már a lényegesen kevesebb, szennyezettebb és karsztosodásra kevésbé alkalmas karbonátos közbetelepülés mellett nagy tömegben jelennek meg palásodott törmelékes üledékek (6.6.1. ábra).



6.6.1. ábra: A szilvásváradi mérési körzet földtani térképe GYALOG (2005) nyomán



6.6.2. ábra: A Szána-fő DNE feltárásban mért palaeogeografi síkok (a), haránttörések (b) és konjugált litoklázisok (c) sztereogramjai

A 6.6.1. ábrán a mezozoikum képviselőiben a magasabb térszíni helyzetben lévő DK-i szegélyen keskeny pászták formájában húzódik a Felsőtárkányi Mészke Formáció Rónabükki Mészke Tagozata, a Lök völgyi Formáció, a Hámori Dolomit Formáció, az Ablakoskővölgyi Formáció Ablakoskővölgyi Homokkő Tagozata. Ezen a mezozoos területen azonban csak egyetlen észlelési pontunk található, míg a többi 12 a paleozoikum képződményein kiformalódott lejtő különböző magasságú szakaszain található. E késő paleozoos képződmények a Nagyvisnyói Mészke Formáció, a Mályinkai Formáció és a terület nagyobb részét képező Szilvásváradai Formáció, amely a szilvásváradai völgytalpakig húzódik le.

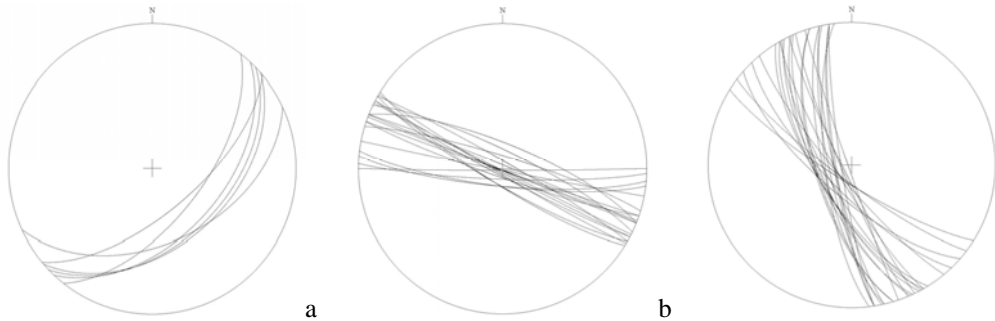
E formációk részletes bemutatását korszerű litosztratigráfiai megközelítésben az utóbbi évtizedek összefoglaló közleményei tartalmazzák (CSÁSZÁR 1995, GYALOG 1996, PELIKÁN 2005). Bizonyos jellemzők és anyagvizsgálatok azonban már megtalálhatók SCHRETER (1943), BALOGH (1964), BALOGH – RÓNAI (1965), JÁMBOR (1961), NAGY (1961) stb. munkáiban is.

A felsorolt formációk anyagában e területen jelentősebb konzisztenciális eltérések lehetségesek, mint amilyenekkel a homogénebb fennsíki mintaterületen találkoztunk.

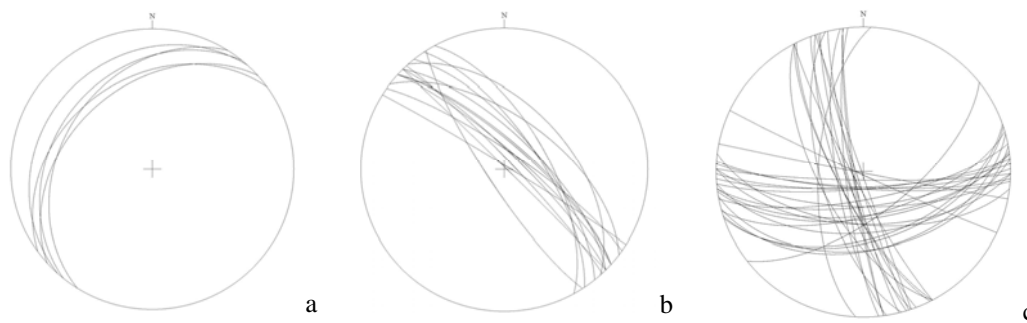
Mivel a paleozoos képződmények lényegében a varisztidák szín- és posztorogén fázisának előtéri üledékei és lepusztulási termékei, részben már magukon viselhetik a késő paleozoos tektonika bizonyos deformációs következményeit, bár egy részükről feltételezhető – ez főképpen a perm fiatalabb tagozatait jelenti – hogy rajtuk csak az alpi orogenezis szerkezetfejlődését okozó medence- és hegységképző mozgások nyomai találhatóak meg. Ebből – munkahipotézis szintjén – az következik, hogy a mezozoikumhoz közvetlenül kapcsolódó késő paleozoos metaszedimenteknek várhatóan a fennsíkihoz hasonló a szerkezeti igénybevettsége, míg a mélyebb helyzetű képződményeken kaotikusabb kép várható, mivel ott egymásra szuperponálódik a varisztid és az alpi tektonika hatása.

6.6.1. Szána-fő DNy (Szv1)

A karbon agyag- és aleurolitpalák közül a legmagasabb térszínen lévő feltárásokban – melyek így legközelebb állnak a Nagy-fennsík innen K-re húzódó tömegéhez – a kőzet tönkremenetele nagyon hasonló a Nagy-fennsík peremén, különösen a Gerennavár és a Rónabükki mészkövein észleltékhez (MCINTOSH – KOZÁK 2014). Mind a palássági síkok, mind a haránttörések, mind pedig a konjugált litoklázisok a DK felől érkező P_{II} feszültségtér következményei (6.6.2. ábra). A palássági síkok (6.6.2. ábra 'a' diagram) és a haránttörések (6.6.2. ábra 'b' diagram) szinte egyáltalán nem mutatnak szórást, csaknem teljesen egységesek, csupán a palássági síkok dőlésének meredeksége változik némileg. A konjugált litoklázisok (6.6.2. ábra 'c' diagram) – amellet, hogy a dőlésszög meredeksége változó – két csoportot alkotnak a dőlésirány alapján. A legtöbb konjugált litoklázis a palássági síkok és a haránttörések által is kijelölt ÉNy-i vergenciájú P_{II} irányát igazolják. Egy kisebb csoportjuk azonban inkább K-ies támadási irányra utal, még abban az esetben is, ha ezek a konjugált litoklázisok esetleg kisebb szöveget zártak be az egykori feszültségtér támadási irányával. Ez a 25–35°-os különbség a P_{II} erőrendszer támadási irányában bekövetkezett elfordulásra utalhat. Ezt az óramutató járásával ellentétes rotációt valószínűsíti az is, hogy csak P_{II} bal oldali konjugált litoklázisát sikerült kimérni, a jobb oldali litoklázisok „eltűnése” rendszerint a rotáció következménye.



6.6.3. ábra: A Málnás-órom DK feltárásban mért palássági síkok (a), haránttörések (b) és konjugált litoklázisok (c) sztereogramjai



6.6.4. ábra: A Málnás-órom DNy feltárásban mért palássági síkok (a), haránttörések (b) és konjugált litoklázisok (c) sztereogramjai

Hasonló jelenséggel már sok helyek találkoztunk a Bükk-fennsík és a déli hegységlejtő területén (MCINTOSH – KOZÁK 2013a, b). Itt azonban a P_I erőrendszerhez kapcsolható redőmaradványok teljesen elmosódhattak, a P_{III} önállóan nem vagy csak nyomokban jelenik meg, csupán a rotációból következtethetünk a kettős erőrendszer együttes fellépésére. A másik sajátossága ennek az É-i peremi lejtőn készült méréssorozatnak, hogy a délies visszapikkelyeződést csak a Rónabükk területén lehetett érzékelni bizonytalanul, attól É, ÉNy-abbra, illetve mélyebb térszíneken már nem. Ha ez valódi takarószerkezet lenne, akkor a mélyebb szinteken is megjelenne, de a visszapikkelyeződés főleg a felszínközeli részen erőteljesebb és lefelé gyengül, majd eltűnik.

6.6.2. Málnás-orum DK (Szv2)

A Szána-főtől Ny-ra található a Málnás-orum K–Ny-i irányban kissé elnyúlt csúcsa. Az ennek DK-i lejtőjén lévő feltárásban mért szerkezeti elemek a mellette lévő Szána-főnél látottakhoz nagyon hasonló deformációt valószínűsítene. Mind a palássági síkok (6.6.3. *ábra 'a'* diagram), mind a haránttörések (6.6.3. *ábra 'b'* diagram), mind pedig a konjugált litoklázisok (6.6.3. *ábra 'c'* diagram) a P_{II} erőrendszer hatását tükrözik, s DK-ről ható támadási irányt rajzolnak ki.

A palássági síkok dőlésirányai e feltárásban is rendkívül egységesek. A haránttörések kissé jobban szóródnak, de a P_{II} erőrendszerhez tartoznak. A haránttörések alapján valamivel K-iesebb támadási irány valószínűsíthető, mint a Szána-fő feltárásában mért vagy az e feltárás palássági síkjaiból rekonstruálható értékek. A különbséget az magyarázza, hogy P_{II} -nek a rotáció közben ismétlődő felerősödései kissé elfordulva más-más elemeket rajzolnak ki markánsan, így az egyiknél a palásság, a másikonál a haránttörés, a harmadiknál pedig a konjugált litoklázisok érlelődtek ki határozottabban. A konjugált litoklázisok dőlésirányai kb. 30°-os szórást mutatnak. A két szélsőérték között szinte folyamatos az átmenet, ami szintén az egyidejű rotációt igazolja. P_{II} jobb oldali konjugált litoklázisai ebben a feltárásban sem mérhetők.

6.6.3. Málnás-orum DNY (Szv3)

Érdekes módon a Málnás-orum DK-i és DNY-i lejtőjén lévő feltárásokban a kőzet deformációja nagyobb különbségeket mutat, mint a DK-i és a Szána-fő DNY-i feltárások kőzete. A Málnás-orum DNY-i feltárásában a palássági síkok dőlésiránya átfordul ÉNy-ivá, s dőlésszögük laposabb (6.6.4. *ábra 'a'* diagram). Ugyanakkor továbbra is a DK felől ható P_{II} erőrendszer dominanciájára utalnak. A haránttörések (6.6.4. *ábra 'b'* diagram) lényegesen déliesebb támadási irányt mutatnak, mint az előző két feltárásban (átlagosan kb. 135° felőlít).

Míg az eddigi mérések viszonylag jól értelmezhetők voltak és illeszkedtek a korábbi eredményekhez, a Málnás-orum ÉNy-i szelvényében mért értékek közül már csak némelyek illeszkednek az itt jellemző P_{II} erőrendszerhez, míg a 6.6.4. *ábra 'c'* diagramjában új elemet látunk feltűnni. Valahol itt lehet az az átmeneti terület, ahol a P_{II} elemei mellett valószínűleg már megjelennek a paleozóos varisztid tektonika bizonyos maradvány elemei is. Innentől kezdve válik mind zavarosabbá a kép e két rendszer együttes megjelenése és szuperpozíciója miatt.

6.6.4. Falu-verője/a-f (Szv4–9.) szelvények

A következő 6 feltárás a Falu-verője oldalban lefelé futó erdészeti út egymást követő bevágásait jelenti. E mesterséges bevágások 2-8m magasságban tárják fel az összletet az út hegy felőli, azaz ÉK-i oldalán. A csaknem folyamatos kőzetkibúvások között 6 szelvényt választottunk, mint leginkább jellemző szakaszokat. A 6.6.5–6.6.9. ábrákon a legtipusosabb szelvényrészek fotófelvételeit mutatjuk be.

E feltárások között sok a hasonlóság mind a feltárt kőzet milyensége, mind a tektonikus deformáltsága és fölszabdaltsága tekintetében. Valamennyi feltárás anyaga a Szilvásváradai Formációba tartozik. Ezek kőzete az eredeti leírás szerint aleurolitpala, amelyben azonban agyagos és finomhomokos anyaghozzákeveredések, sőt alárendelten aprószemű konglomerátum betelepülések is megjelenhetnek (GYALOG 1996, CSÁSZÁR 1997, PELIKÁN 2005). Jellemző kémiai összetételüket a 6.1. táblázatban láthatjuk, ami éretlen üledékre utal, csakúgy mint a korábban már vizsgált, földpátban gazdag ásványos összetétel (ÁRKAI 1983).

Az általunk vizsgált feltárássorozatban megjelenő kőzet mutat némi változatosságot mind a szemcseméret, mind a palásodottság, mind pedig a szín tekintetében. A metahatásokat nem csupán a paláság jelzi, hanem az is, hogy helyenként az egykor diszperz eloszlású szervesanyag-tartalom grafitosodása miatt a kőzet színe a világos barnás közepszürkétől a sötétszürkén át a szürkésfeketéig változik. A helyenként látható zöldesszürke színárnyalat valószínűleg a redukív vas jelenlétének következménye, s ennek oxidált változatai válhatnak sárgásbarnává. A kőzet metamorfózisának mértéke az illit kristályossági foka és a diszperz szerves anyag vitrint reflexiója alapján az anchizóna nagyhőmérsékletű részébe sorolja e képződményt (ÁRKAI 1983, ÁRKAI et al. 1995). A palásági síkok vékony lamináltságra emlékeztető sűrűséggel követik egymást 0,2–5–20mm-enként, de helyenként ezek a laminák összetapadó kötegeket alkothatnak (pl. 6.6.5. ábra). Meg kell jegyeznünk, hogy az ilyen és hasonló, viszonylag nagy vastagságú összletek egyes részei a szerkezeti blokkok kialakulásakor más-más pozícióba kerülnek, s így eltérő módon és mértékben képesek felvenni a terhelést. Emiatt helyenként inkább passzív közvetítőként viselkednek, míg másutt, főként a legintenzívebb feszültségek feloldódási zónáiban (pl.: feltolódások, frikciós környezetek) helyileg az átlagosnál jóval nagyobb metamorfózis fokot mutathatnak megfigyeléseink szerint (6.6.8. ábra).

Ez a kőzet kiválóan alkalmas arra, hogy a kompressziós feszültségterek terhelésére gyűrődésekkel, palásodással és elnyíródásokkal, valamint vetődésekkel reagáljon. Ennek megfelelően sűrűn követik egymást a szerkezeti elemek, deformációk és törések, vetődések. Egy-egy feltárásban több száz mérés is lehetséges, de ilyen esetekben nagyon sok az azonos érték. Emiatt igyekeztünk a feltárásokban az egyediségeket felismerni, kijelölni és megmérni, illetve érzékelni azt, hogy mely irányok az uralkodók.

Az egyveretűség mellett a korábban említett okok miatt fokozódó kaotikusság is felismerhető, ennek grafikai megjelenése nagyrészt a mérésszámok függvénye. Az elmondottakat a fotónál is jobban szemléltetik az eredeti terepi mérések és fotók alapján szerkesztett digitalizált szelvényrajzok, ahol a szerkezeti elemeket differenciáltan lehetett kezelni, kiemelni és bemutatni (6.6.10–6.6.12. ábra).

A bemutatott fotókon és szelvényrajzokon látható, hogy az összletet uralkodóan a P_{II} erőrendszer felülbélyegző hatása formálta mai arculatára. Ennek elemei között a P_{II} vergencia irányának leginkább megfelelő vetők jelzik a hatékonyságát. Ezek alsó



6.6.5. ábra: A Falu verője/c feltárás (6. mérési pont) 18–22m közötti szakasza a területre jellemző P_{II} által létrehozott meredek palásodási felszínekkel, amelyek összepréselt, enyhén görbült szubvertikális tengelysíkú redőben alakultak ki



6.6.6. ábra: A Falu verője/c 260° – 80° csapásirányú feltárás (Szv6. mérési pont) 31-37m közötti szakasza a területre jellemző P_{II} által létrehozott redővel és a redőt átnyíró ÉNy-i irányú (288°) feltolódási síkkal. Digitális rajzát a 6.6.11. ábrán láthatjuk



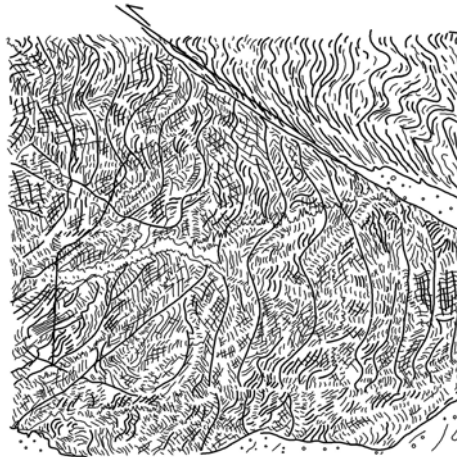
6.6.7. ábra: A Falu-verője/e feltárás szelvényfotója (Szv8. mérési pont)



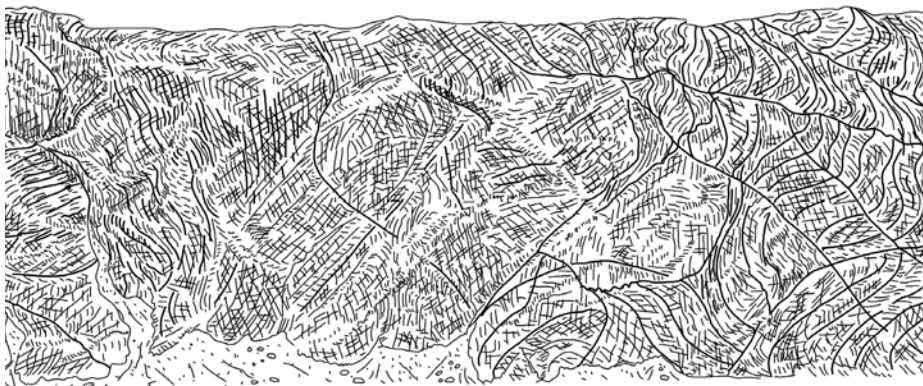
6.6.8. ábra: Tektonikailag deformált szegregációs kvarcit lencse a Falu-verője/e feltárásban (Szv8. mérési pont), melynek deformációs elemei megegyeznek az agyagpalán mértékkel



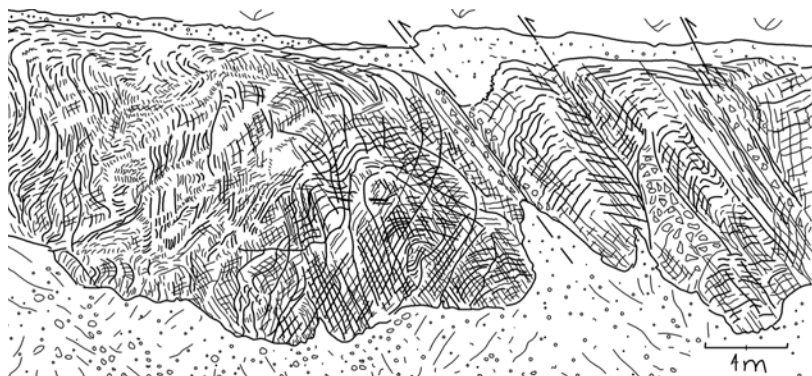
6.6.9. ábra: A Falu verője/f 264°–84° csapásirányú feltárás (Szv9. mérési pont) 49–57m közötti szakaszának fotója



6.6.10. ábra: A Falu-verője/c, 260° – 80° csapásirányú feltárás (Szv6. mérési pont) 31–37m közötti szakaszának helyszíni adatfelvételek és fotó alapján készült digitalizált szelvényrajza



6.6.11. ábra: A Falu-verője/f, 264° – 84° csapásirányú feltárás (Szv9. mérési pont) 47–58m közötti szakaszának helyszíni adatfelvételek és fotó alapján készült digitalizált szelvényrajza



6.6.12. ábra: A Falu-verője/f, 264° – 84° csapásirányú feltárás (Szv9. mérési pont) 69–78m közötti szakaszának helyszíni adatfelvételek és fotó alapján készült digitalizált szelvényrajza

és/vagy felső szinuszos görbületeit csupán szerencsés esetben figyelhetjük meg néhány helyen (pl. 6.6.6. és 6.6.12. ábrák), mivel a redők amplitúdója rendszerint meghaladja a szelvények vertikális méretét, azaz a 8-10m-t. Hajlásszögükből és a palásság-rétegzés irányeltérésének relatív viszonyából következtethető ki, hogy néhol egy-egy redő pozitív vagy negatív görbületének összelapult szár részét látjuk igen enyhe széttartással. Nagyon hasonló jelenséggel találkoztunk a sávselvény DK-i részén, a Bükkzsérc és a Nagy-Ökrös környéki vizsgálati területeken, ahol jellemző és uralkodó képződmény az agyag- és aleurolitpala. Azon a területen is domináns szerepe van a P_{II}, P_{III} erőrendszereknek, de gyakran találkozhattunk a P_I rendszer formálta szerkezeti elemek maradványaival. Ezzel szemben ezen az ÉÉNy-i hegységsgégyen a P_I erőrendszerhez tartozó elemek szinte csaknem teljesen eltűnnek, vagy olyan mértékig felülbélyegződnek, illetve eltorzulnak, hogy azonosításuk nehézkes és bizonytalan, inkább csak helyenként feltételezhető a meglétük.

Az elmondottakat bizonyítják többek között a Falu-verője feltárássorozatban mért szerkezeti elemek sztereogramjai (6.6.13.–6.6.15. ábrák). Az összevetés érdekében együtt mutatjuk be a szelvényekben mért litoklázisok és redőtengelyek sztereogramjait, majd ezek összegzését értékeljük a 6 szelvény összevonásával (6.6.15. ábrák).

A Falu-verője lejtőoldal 6 feltárásában a palássági síkok orientációja meglehetősen egyveretű, viszont meredekségük változó. Irányuk a P_{II} erőrendszer egyértelmű dominanciáját mutatja (6.6.13. ábra). A haránttörések elfordulása figyelhető meg K felé, illetve a mélyebb térszínek felé. Ez az elfordulás – továbbra is P_{II} dominanciája mellett – azt jelzi, hogy a P_{II} erőrendszer több szakaszban, némileg elforduló vergenciával jelentkezett, s a szerkezeti elemek, illetve a közettömeg 25°-35°-os, az óramutató járásával ellentétes rotációját okozta (6.6.14. ábra), ahogy ezt már korábban, más feltárásokban is tapasztaltuk.

E rotációt igazolja a konjugált litoklázisok féloldalas volta is, mivel a bal oldali litoklázisok rendszerint markánsak, míg a jobb oldaliak szinte egyáltalán nem mérhetőek. A haránttöréseknél jelentkezik némi bizonytalanság – feltehetően a paleozóos kompresszió maradék elemeinek zavaró hatása miatt – s ez fokozódik a konjugált litoklázisok esetében (6.6.15. ábra). Egyes törések a fiatalabb (poszt jura) erőhatások tönkremenetelére kidolgozott rendszerünkben nehezen vagy egyáltalán nem értelmezhetőek. E feltehetően varisztid maradványelemeket kérdőjellel jelöltük.

A nem értelmezett törések dőlését bemutató diagramokon (6.6.16. ábra) jelennek meg leginkább a paleozóos deformációk. Bár a diagramokon a mezozóos, illetve még fiatalabb P_{II} erőrendszer utolsó fázisának felülbélyegző hatása és megjelenése is domináns, de a szélrózsa szinte minden irányába dőlő törések kaotikussá teszik a diagramokat.

A redőtengelyek (6.6.16. ábra) esetében szintén P_{II} dominanciája érvényesül, míg P_I nagyon bizonytalanul mutatható ki, csupán néhány jobb megtartású tömbben. A feltehetően korábbi, paleozóos deformációs erőhatások redőmaradványai e diagramokban is megjelennek, s ezeket fekete pontokkal ábrázoltuk.

6.6.5. Ivánka-lápa ÉNy szelvény (Szv10)

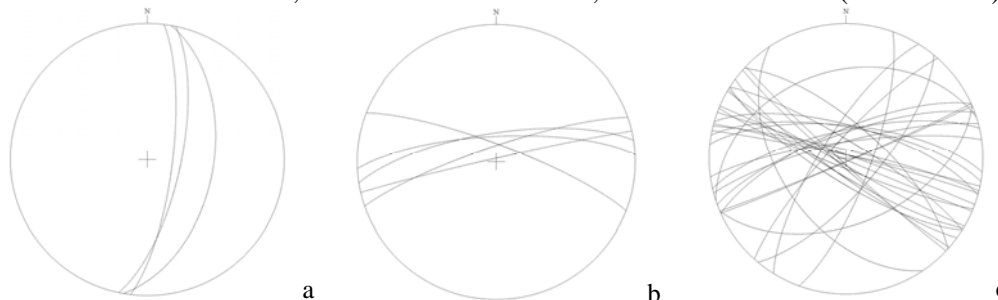
A Tótfalu-völgy K-i peremén már kevés a mérésre alkalmas kőzetfelület. Ilyen a 6.6.17. ábrán bemutatott kőzetkibúvás, ahol mind gyűrődések, mind a töréses elemek jól láthatóak.

A 6.6.17. ábrán is látható a csaknem ében összemetsződő redő két szárnya. Tengelyének dőlése ÉK-ies ($30^\circ/40^\circ$). A korábban tapasztaltakhoz hasonlóan itt is a P_{II} erőrendszer által létrehozott, oldalirányban megprésselt redőről van szó, amelynek tengelyiránya a rotáció során némileg módosult. Több hullámú erőhatásra enged következtetni a redőszárnyak ismétlődő palásodása is.

6.6.6. Pirító-bükk szelvény (Szv11)

A Pirító-bükk Ny felé keskenyedő és lealacsonyodó gerincének megkerülésével jutottunk el a 11. mérési szelvényig (6.6.1. ábra). Itt a földtani térkép a Szilvásváradai Formációt jelöli, amely főleg aleurolitpalákból áll. Az ÉNy–DK-i csapású, 12-15m hosszú, 1-2m magas kőzetfelszín az út É-i oldali bevágásában durvább szemű metahomokkővet és metakonglomerátumot tartalmaz, amelyben erőteljes présselés, deformáció és töredezettség nyomai láthatók.

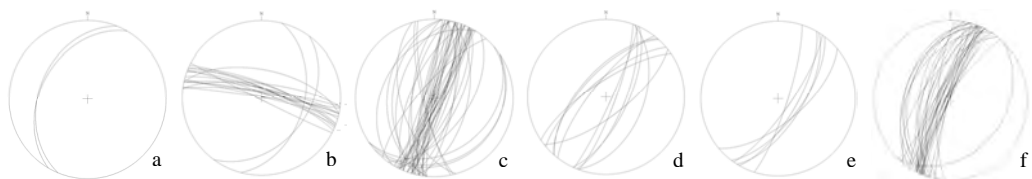
A feltárásban kimérhető mikrotektonikai elemek nem illeszthetők jól a Bükk mezozóos rétegsorában megjelenő hármás vergenciairányú erőrendszerek által létrehozott elemei sorába, azoktól részben eltérnek, részben kaotikusak (6.6.18. ábra).



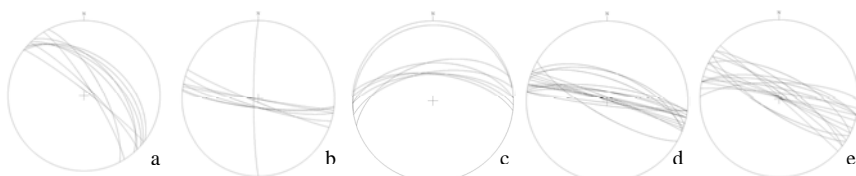
6.6.18. ábra: A Pirító-bükk feltárásban mért palássági síkok (a), haránttörések (b) és konjugált litoklázisok sztereogramjai

Mivel az összlet kemény, rideg, főként kvarcit kavicsokból álló, részben kovával, limonittal cementált képződmény, valószínűleg az egymást követő szerkezeti igénybevételek csak részlegesen hatottak bizonyos területein, ahol nem szerkezeti blokkhatár húzódik, hanem csupán az erőhatások passzív közvetítődése történt. Ilyen esetekben véletlenszerűen jöhetnek létre olyan elemek, amelyekhez nem társul az adott rendszerre teljes elemegyettes, annak csupán egy részletét jelenítik meg. Ezek megjelenését gyakran a szilárd kötésű kőzetben szabálytalanul jelenlévő gyengeségi övek, felszínek, érintkezési pontok segítik elő, vagyis az összlet viselkedése egy-egy együtt mozgó blokkon belül, szerkezeti értelemben rendellenesnek mondható. Ez a viselkedés leginkább úgy jellemezhető, mint a lágyabb, deformálhatóbb környezetbe ágyazódó kisebb méretű, rideg, merev testek viselkedése a külső, változó irányú igénybevételek során.

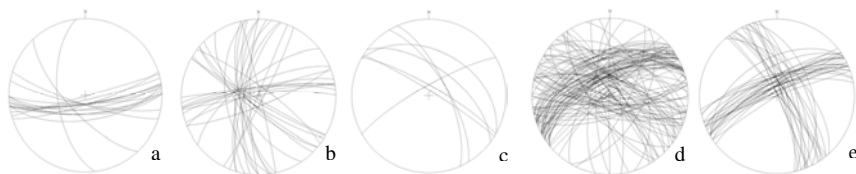
Az elmondottaknak megfelelően a 6.6.18. ábrán megjelenő szerkezeti elemek orientációi rendszertelenséget, illetve helyi jellegeket mutatnak, több hatás hiányos és deformált elemeinek hibridjeként értelmezhetők.



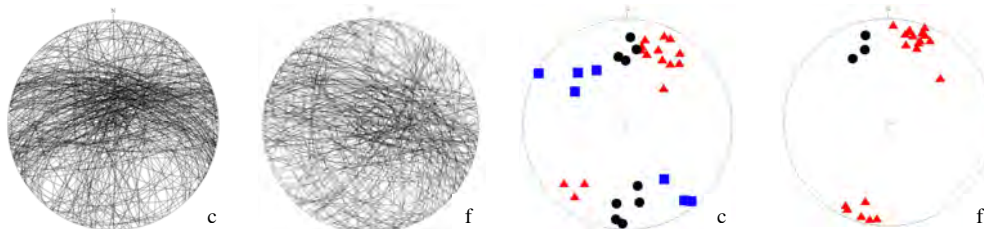
6.6.13. ábra: A Falu-verője/a-f feltárásaiban (Szv4–9. mérési pontok) mért palássági felületek sztereogramjai



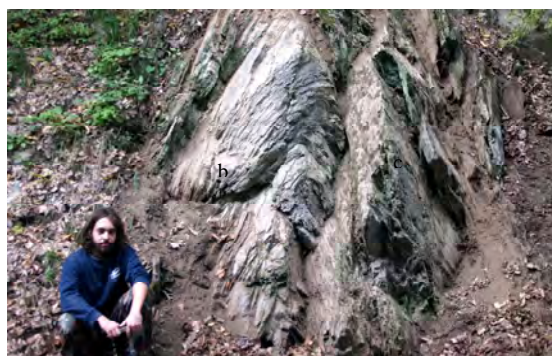
6.6.14. ábra: A Falu-verője/a-e feltárásaiban (Szv4–8. mérési pontok) mért haránttörések(?) sztereogramjai



6.6.15. ábra: A Falu-verője/a-e feltárásaiban (Szv4–8. mérési pontok) mért konjugált litoklázisok(?) sztereogramjai



6.6.16. ábra: A Falu-verője/c és f feltárásaiban (Szv6. és 9. mérési pontok) mért törések, valamint redőtengelyek sztereogramjai

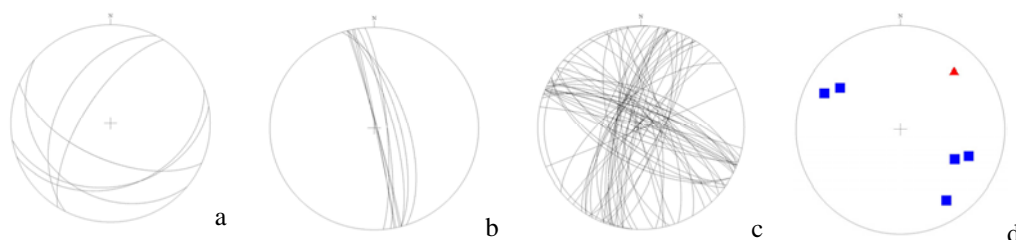


6.6.17. ábra: Az Ivánka-lápa ÉNy nevű feltárás (Szv10. mérési pont) terepi megjelenése ÉK-felől nézve

6.6.7. Éleskő-vár szelvény (Szv12)

A kis alapterületű várrum az Éleskő gerincének egy ellaposodó szakaszán található, előtereiben nagy mennyiségű közettörmeléssel. A gerincet felépítő kőzet világos és világos közepszürke mészkő (Mályinkai Formáció), amelynek anyaga rideg, szilánkos törésű, gyengén karsztosodó.

A várdomb oldalát Ny felől nézve jól látható, enyhe ívű redő figyelhető meg, amelynek szárnyai ÉNy-i, illetve DK-i irányba mutatnak, tehát leginkább a P_{II} erőrendszer hatására létrejött képződmény lehet, néhány helyen eltérő elemek maradványaival színesítve. Valószínű tehát, hogy az uralkodó forma a viszonylag fiatal P_{II} erőhatás eredményeként alakult ki, de ez magába ágyazza számos korábbi tektonikai hatás ma már részben deformált maradékelemeit. Ezek a maradvány elemek zavarják az uralkodó formák jellemző megjelenését. A legtöbb mikrotektonikai mérést (~80) a várdomb ÉÉNy-DDK-i csapású szelvénye mentén lehetett végrehajtani, főként a DNy-i oldal felől, a boltív két szárnyán. E mérés eredményeit a 6.6.19. ábra mutatja.



6.6.19. ábra: Az Éleskő-vár DNy-i oldalán mért palássági felületek (a), haránttörések (b), konjugált litoklázisok (c) és redőtengelyek (d) dőlésének sztereogramjai

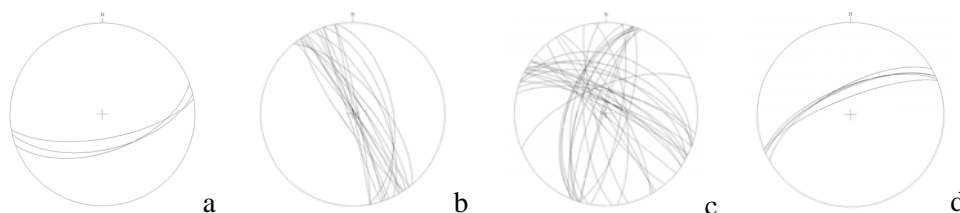
A palásság (6.6.19. ábra, 'a' diagram) némi szabálytalanságot mutat, és a konjugált litoklázisoknál (6.6.19. ábra, 'c' diagram) is felismerhető kisebb deformáltság. Az Éleskő íve egyértelműen a P_{II} erőrendszerhez kapcsolható. Az Éleskő gerincének és az ezt határoló völgyeknek a lefutási iránya a vár környékén mind a P_{II} erőrendszer jellemző főirányait mutatja gyűrődések (6.6.19. ábra 'd' diagram) és haránttörések (6.6.19. ábra 'b' diagram) formájában.

6.6.8. Nagy-verő szelvény (Szv13)

A Nagy-verő gerincének földtani környékén több paleo- és mezozóos formáció elkeskenyedő sávja húzódik ÉK–DNy-i csapással. Határaik nagyrészt feltehetően tektonikus érintkezések, mivel együttes mozgás esetén is a konzisztenciális eltérések miatt igen könnyen következhet be e határfelületek felszakadása és csúszósíkká, vetővé történő átminősülése. Ilyen felületek természetesen egy-egy formáción belül is előfordulhatnak, különösen, ha nagyon erőteljes kompressziós erőrendszer hat rájuk. Mint tapasztaltuk, e térségben változó mértékben kimutatható ugyan a P_I erőrendszer néhány eleme, de sokkal jellemzőbb a P_{II} és megjelenhet a P_{II} által létrehozott és rotációs befolyásolt P_{III} erőrendszer deformációs hatása is.

A Nagy-verő DNy-i oldalában felszínre bújik egy a Szalajka-völgy felé lefutó, részekre töredezett, karrosodott, alacsony sziklataraj, melynek kibúvási alkalmasak néhány szerkezeti elem mérésére. E mérések eredményeit a 6.6.20. ábra mutatja be.

Némi deformációtól eltekintve az elemek túlnyomó része a P_{II} rendszer elemeinek felel meg, ami megerősíti azt a feltevésünket, hogy a formációk elvékonyodását, sajátos érintkezésének orientációját a felszínre bukkanó sziklataraj térbeli helyzetét egyaránt a P_{II} erőhatásai alakították mai formájukra. Valószínű azonban, hogy elmosódva fellelhetők az idősebb és a fiatalabb egyéb hatások maradványai is, de ennek igazolására alkalmas nagyobb feltárással itt nem találkoztunk.



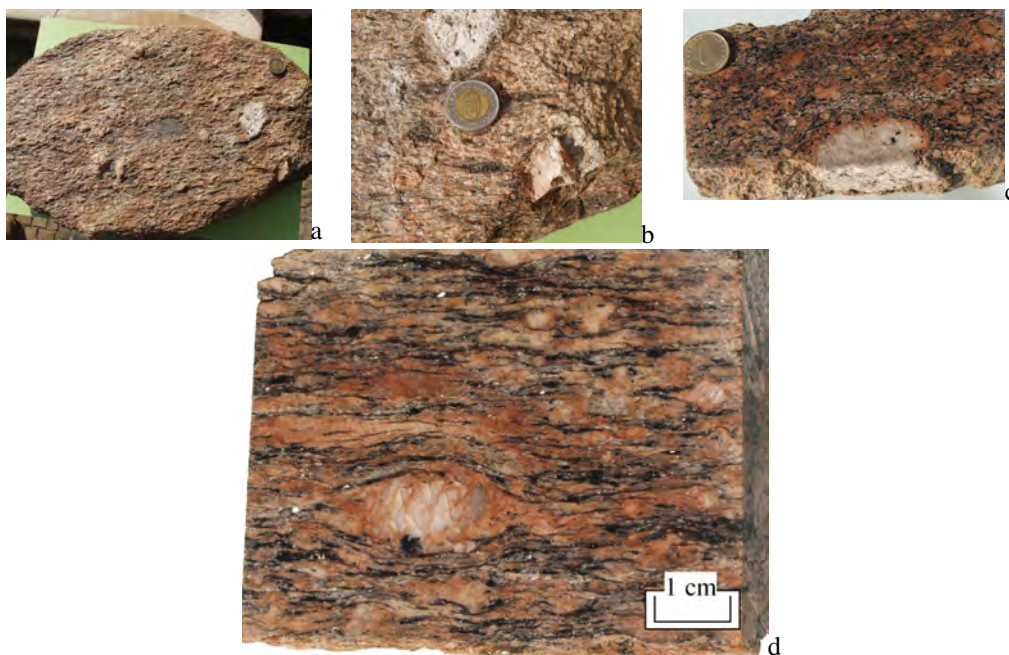
6.6.20. ábra: Az Éleskő-várdomb DNy-i oldalán mért palássági felületek (a), haránttörések (b), konjugált litoklázisok (c) és redőtengelyek (d) dőlésének sztereogramjai

Az elmondottakhoz kapcsolódik egy különleges lelet, egy vöröses színű, lapos, korongszerű, elliptikusan nyúlt alakú durvakristályos csillámgneisz darab, amelyet az avar alól, a talajszintből gyűjtöttünk be. Mivel itt közvetlen előfordulását nem találtuk és anyagi összetétele erősen különbözött a lelet helyszínének kőzetétől, bizonyos, hogy egy lejtőtörmelékkel magasabb térszínről lemosott minta lehet, amelynek felületét már elkoptatták a lehordódás közben ért hatások. Bár élei legömbölyödtek, de bizonyos, hogy jelentős szállítódást nem szenvedett, mert 50cm hosszabbik átmérőjéhez (6.6.21. ábra, 'a' kép) képest a vastagsága (6.6.21. ábra 'c' kép) olyan csekély volt (4-6cm), hogy hosszabb szállítást vagy külső mechanikai hatásokat nem viselt volna el felaprózódás nélkül. Kissé mállott felszíne ellenére a minta belsejének viszonylagos üdesége (6.6.21. ábra 'c' és 'd' kép) alkalmassá tette különböző kőzettani és geokémiai vizsgálatokra.

A kőzet szövete jól irányított, erősen palásodott, irányítottságát markánsan kirajzolják a benne húzódó muszkovit és biotit csillám sávok, valamint az egyéb ásványok többnyire orientált elrendeződése. Van azonban néhány olyan nagy méretű beágyazódás (egyes földpát, főként mikroklin kristályok), amelyeknek a mérete elérheti a 4-5cm-t, alakjuk rendszerint idiomorf vagy hipidiomorf, elrendeződésükben kevésbé orientáltak a palássághoz viszonyítva.

A kőzet színe makroszkóposan szürkés vöröses, barnás vöröses, mind a természetes, mind a vágott felszíne szemcsézett, így az alkotók eltérő színe jól látható. Az említett nagy méretű mikroklinok rendszerint fakó világos szürkésfehérek, kisebb 0,2-1,5cm-es példányaik között viszont gyakori a szegélyek vöröses elszíneződése (6.6.21. ábra). E vöröses színt az oxidatív vas, kis koncentrációban jelenlévő mangán-oxid, illetve a kis méretű hematit szemcsék, zárványok okozhatják elsősorban. A kőzet palásság szerinti elválási felületein gyakoriak a szemmel is jól látható csillámok, közöttük elsősorban a muszkovitok, míg a palásságra merőleges metszetekben válik láthatóvá, hogy a biotit mennyisége jóval meghaladja a szintelen csillámokét.

A kőzetet alkotó főelemek mennyiségi arányát az 6.1. táblázat mutatja, ahol látható az említett elemek jelenléte, illetve a kőzetnek a K_2O -ban való dúsultsága. Nagyméretű mikroklinek esetében nyomra vezethet, hogy többnyire makroszkóposan is látható bennük a rácsozatos ikerelrendeződés.



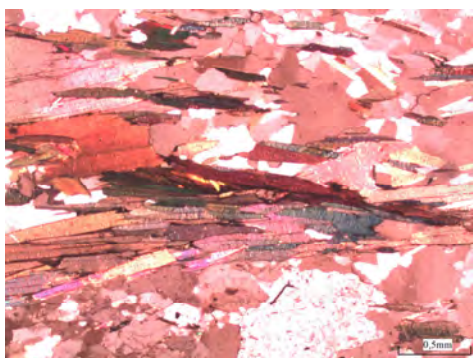
6.6.21. ábra: A Nagy-verőn talált csillámgneisz minta felülete (a), nagy méretű mikroklin kristályokkal (b, c, d), palásságra merőleges, kétirányú metszetei (c és d)

6.1. táblázat: A Szilvásvárad DK-i terület kőzetmintáinak főelem összetétele (tömeg%)

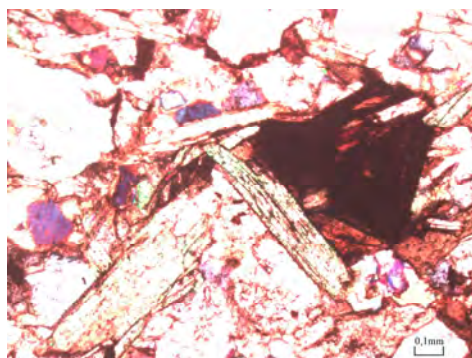
kőzet/ elemek	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	+H ₂ O +CO ₂	Σ
csillám- gneisz	68,34	1,11	14,23	4,47	0,05	1,25	2,38	2,64	4,50	1,16	100,16
agyagpala	60,44	1,31	20,09	5,39	0,05	3,27	0,39	1,72	3,50	3,75	99,90

gyűjtötte: McIntosh Richard William, Kozák Miklós; elemző: Papp István

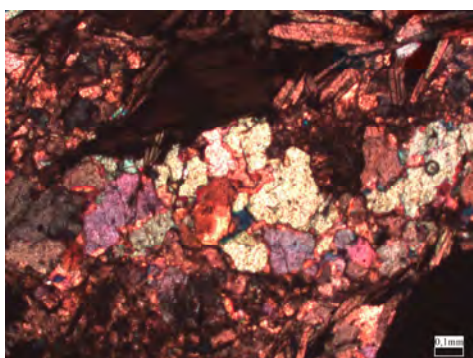
A mikroszkópos vizsgálat feltárja a szövet és az összetétel finomabb részleteit. Itt még szembeutóbban látható, hogy a kőzetben jellemző, nagy mennyiségben jelenlévő jó alakú csillámok, közel párhuzamos helyzetű sávokat képeznek, melyeknek lefutásában enyhe, lapos szinuszos hullámosság figyelhető meg (6.6.22. ábra). Ennek kiöblösödő részeiben maradék struktúrákat láthatunk, ami igazolja a kőzet üledékes, parametamorf eredetét (6.6.24. és 6.6.25. ábra). Itt halmazokat alkotnak a kőzetliszt és homok méretű, kerekded, változóan koptatott, néhol csipkézett szegélyű, másutt már részlegesen összeoldódott kvarcit szemcsék. A nagyobb méretűeknél jellemző a gyengébben koptatott alak, míg a szemcsefinomodás irányában egyre nő a gömbölyöttség. A színtelen kőzetalkotók között a polikristályos kvarc (kvarcit) az



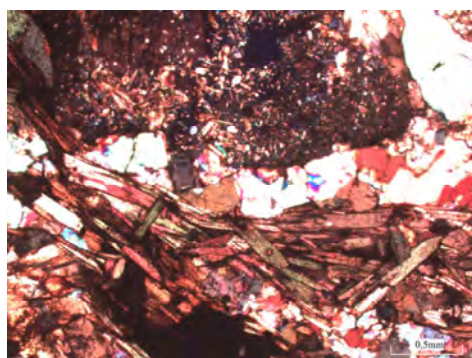
6.6.22. ábra: A palásságot kitűnően kirajzoló csillámköteg (biotit, muszkovit)



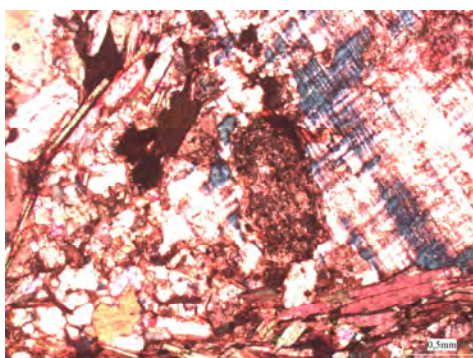
6.6.23. ábra: Biotit csomó muszkovit kristályokkal a szegélyén



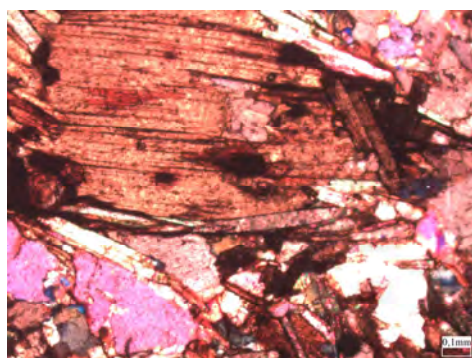
6.6.24. ábra: Kvarcit szemcsékből álló maradékstruktúra a pélit rétegekből képződött csillámsávok között



6.6.25. ábra: Középen kvarcit szemcsékből álló vízszintes sáv, alatta vele parallel helyzetű csillámköteg, fölül szericitesedett kálföldpát szemcse látható zárványokkal



6.6.26. ábra: Kisméretű, szericitesedett, jó alakú ortoklász (középen) egy nagy méretű idiomorf mikroklin zárványként



6.6.27. ábra: Kitűnő hasadású biotit kristály pleokroós udvarú circon zárványokkal, körülötte muszkovit lemezek és kvarcit szemcsék láthatók

uralkodó. Plagioklász töredékek csak nagyon alárendelten fordulnak elő, optikai azonosításuk bizonytalan. Jellemző viszont az ortoklász és a mikroclin megjelenése. A legnagyobb megakristályok főként a mikroclinek közül kerülnek ki, de az ortoklászok közül is a legnagyobbak elérhetik az 1-3mm-es átmérőt (6.6.26. *ábra*). Nagyobb méretük miatt a földpátok mennyiségi aránya nem sokkal marad el a kvarcitok mögött.

Az orientáltságot legjobban kirajzoló színes alkotók a csillámok (6.6.23. *ábra*), amelyek körében domináns mennyiségben jelenik meg a biotit. Pleokroizmusa sárgás sötétbarna, vörösesbarna, barnásfekete, interferenciaszíne hasonló (6.6.27. *ábra*), de néhány példány – különösen a centrumában – limonitos-hematitos átitatás miatt opaként viselkedik. A kristályok mérete többnyire a makroszkópos láthatóság határán (0,1mm) felüli, a legnagyobbak elérhetik a 0,5-0,7cm-t. Jól orientált kötegeket, vonulatokat alkotnak, körülölelve az említett kvarcitérdűs reliktumokat, valamint a változóan nagyméretű ortoklász és mikroclin szemcséket. Valószínű, hogy a biotit kötegek szemcséi között igen kevés flogopit is megjelenik, de azonosításuk bizonytalan.

A másik leggyakoribb csillámfajta a muszkovit (6.6.22. és 6.6.23. *ábra*), amely méreteiben megközelítheti a biotitot, de többnyire kisebb és lényegesen ritkább. Előfordulnak a kettő közötti átmeneti tagok, ami valószínűleg a fokozatos szétbomlás következménye. Főként a bontott és kifakult biotitok között igen alárendelten jelennek meg klorit pikkelyek is.

A csillámgneisz minta uralkodó csillámalkotóinak szeparátumain K/Ar radiometrikus korvizsgálatot végeztünk az MTA Debreceni Atommagkutató Intézetében. Az eredményeket a 6.2. táblázat tartalmazza.

6.2. táblázat: A csillámgneisz minta radiometrikus korvizsgálati eredményei

	szeparált ásvány	K%	⁴⁰ Ar (rad) cm ³ /g	⁴⁰ Ar (rad) %	kor (millió év)
csillámgneisz	biotit	7,56	6,953x10 ⁻⁵	89,2	222,3 +- 6,7
	muszkovit	6,67	7,052x10 ⁻⁵	92,6	253,3 +- 7,6

elemezte: Dr. Pécskay Zoltán (MTA ATOMKI)

A fenti koradatok arra utalnak, hogy a metamorfózist létrehozó drasztikus szerkezetformáló esemény a perm időszakban játszódhatott le. A minta eredeti üledékes kiindulási anyaga feltehetően a Szilvásvárad Formáció lehetett. Az összlet egészének jellegei alapján Árkai Péter nagyobb hőfokú anchimetamorfózist tételezett fel (ÁRKAI 1983). Mivel ez a minta meghaladja az említett átkristályosodási szintet, valószínű, hogy az előzőekben leírt feltevésünk – miszerint egyes feszültségfeloldódási zónákban különösen erősen deformált szakaszok átnyíródásakor létrejött feltolódási síkok fokozott kompresszióval és frikciós hővel jellemzett szakaszain egy erőteljesebb zöldpala fáciesű átalakulás következhetett be –, igaz. A minta jelenlegi előfordulási helye – amennyiben eredetét helyesen tételeztük fel – egy tőle valószínűleg északabbra fekvő zónából származhatott, az É-i redő lepusztulásának idején, a ma e helyen jellemző lehordási irányokkal ellentétes irányban szállítódva és felszíni törmelékben megőrződve.

6.6.9. Összegzés

A Szilvásvárad DK-i vizsgálati terület a lepusztult É-i nagyredő D-i szárnyának lejtős felszínén lett kijelölve, s az észlelési pontok egymásra következése többnyire lejtésirányú. A vizsgált 13 szelvény az észlelések jellemzői alapján 3 körzetbe sorolható:

- Az Szv1-3 szelvény a Szána-fő és Málnás-orom oldalában még a fennsíki karbonátos tömeghez közeli helyzete folytán annak szerkezeti sajátosságait mutatja, tehát az alpi tektonika dominál az itt alig érzékelhető paleozóos szerkezetformálódási jelenségek fölött.
- A Falu-verője lejtőoldal hasonló orientációjú szelvényei (Szv4-9), valamint a Tótfalu-völgy D-i oldalában hozzájuk közel fekvő Szv10 szelvény szintén sok hasonlóságot mutat. Az itt található agyagos-homokos aleurolitpala mind a varisztid, mind az alpi tektonika elemeire érzékenyen reagált, de az előbbi maradványelemei csak fokozatosan tűnnek elő a térszínen lefelé haladva, miközben az összlet mai szerkezeti arculatát meghatározó alpi erőrendszer hatása itt főleg a korábban definiált P_{II} erő feszültségterére vezethető vissza.
- A harmadik csoportot a Nagy-verő – Pirító-bükk oldalában fekvő észlelési pontok (Szv11-13) képezik, annak ellenére, hogy kőzeteik anyagi minőségében jelentős eltérések mutatkoznak. Az Szv11 metakonglomerátuma egy kissé különbözik minden mástól, mivel egy korlátozott kiterjedésű, mereven viselkedő testről van szó, amely sajátosan a palásodást és néhány töréses elemet őrzött meg leginkább az egymást követő szerkezeti igénybevételekből. Ezek azonban hasonlóak a másik két szelvényben látható elemekhez. Bár itt is a P_{II} hatása formálta ki a térség mai arculatát, de erőteljesebben érzékelteti azokat a paleozóos szerkezeti maradványelemeket, amelyek többszörösen deformálva kissé kaotikussá teszik a szerkezeti észleléseket.

Összességében tehát a hegységnek ezt az É-i, ÉNy-i szegélyzónáját uralkodóan a P_{II} erőrendszer formálta mai állapotára, de a Bükk-fennsíktól távolodva, valamint térszínileg és rétegtanilag mélyebb helyzetbe kerülve mind jobban érzékelhetőek a varisztid tektonika maradványelemei.

A Nagy-verő oldalában talált csillámgneisz kőzet korábban É felől a nagy redő lepusztulásakor idekerült maradványa lehet egy feszültségfeloldódási övnek, amely a Szilvásvárad Formáció anyagában helyileg a környékénél erőteljesebben metamorfizálódott. Ennek az eseménynek a korát a K/Ar vizsgálat a permre helyezi, de valószínű, hogy felszínre jutásához és idekerüléséhez az alpi szerkezetfejlődés utolsó szakaszai járultak hozzá jelentős mértékben.

7. EGYÉB KIEGÉSZÍTŐ MORFOTEKTONIKAI ELEMZÉSEK A BÜKKBEN ÉS ELŐTEREIN

7.1. Garadna-völgy Bánkúttól Lillafüredig

Az első és legrészletesebben feldolgozott mintaterületünk a *6.1. ábrán* 2. számmal jeölt Bánkúttól Lillafüredig nyúló, légvonalban 11km hosszú, ~2km széles Garadna-völgy sávja (*7.1.1. ábra*), ahol 200 mérőhelyen összesen mintegy 5500 értelmezett mikrotektonikai mérést végeztünk. Az eredmények értékelésétől azt vártuk, hogy a kompressziós főirányok sorrendiségét és térbeliségét, helyi dominanciaviszonyait tisztázhatjuk és átfogó képet kapunk a völgy és környéke morfotektonikájáról.

A rendkívül erős tagoltságú völgy topográfiailag legmagasabb része a nyugati völgyfőnél 880m, míg a völgytalp kelet felé 300m-es magasságig folyamatosan lejt. A fő völgy D-i oldalának a völgytalptól számított relatív magassága általában 350-400m, az É-i völgyoldalé pedig 150-200m.

A völgyet keletről nyugat felé egyre fiatalabb képződmények építik fel. Az öt idősebb mészkő típus (Mályinkai Fm., Nagyvisnyói Mészkő Fm., Ablakoskővölgyi Fm. Újmassai Mészkő és Lillafüredi Mészkő Tagozatai, Gerennavári Mészkő Fm.) egyaránt sötétszürke-fekete, bitumenes megjelenésű, tömött, helyenként enyhén átkristályosodott szövetű, kalciterral átjárt, kemény, erősen igénybevett kőzet (PELIKÁN 2005).

A Hámori Dolomit Fm. az előzőeknél fiatalabb, közép- és sötétszürke, néhol pados, kemény, szilánkos törésű kőzet. A középső-felső triász Fehérkői Mészkő Fm. uralkodó kőzete világosszürke, változóan átkristályosodott, tömött szövetű, gyakran kalciteres, tömeges-pados megjelenésű, kemény mészkő.

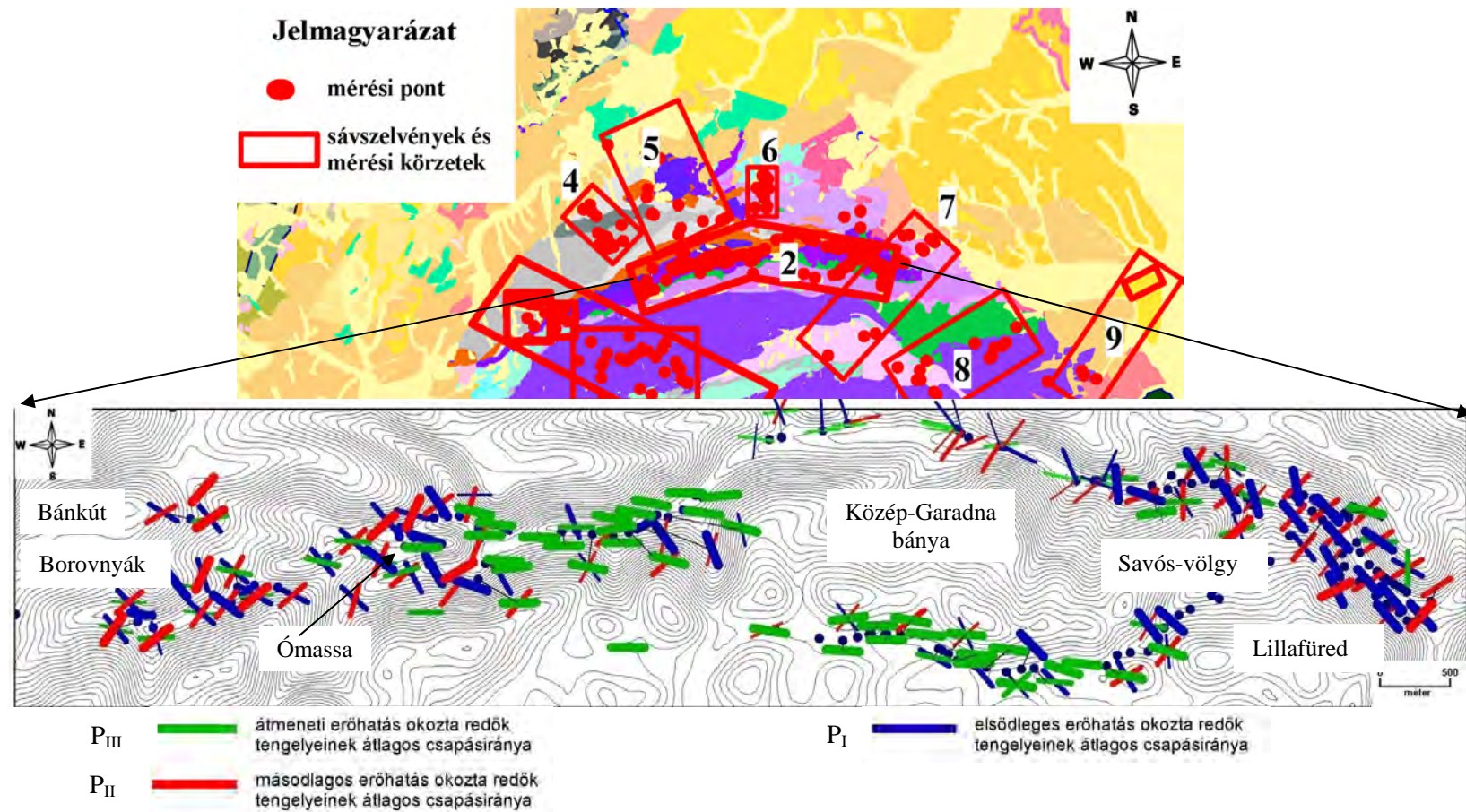
A vegyes összetételű karbonátos-sziliciklasztos összletek (Szilvásváradai Fm., Szentléleki Fm., Vesszősi Fm.) sötétszürke, zöldesfekete, fekete kőzetei karbonátos homokkő, agyag- és aleurolitpala rétegekből állnak, néhol gipsz-anhidrit (Szentléleki Fm.), aprószemű polimikt konglomerátum, kavicsos homokkő (Szilvásváradai Fm.) és zöld tufás palaszintek (Vesszősi Fm.) közbetelepülésével.

A középső triász Szentistvánhegyi Metaandezit Fm. sötétszürke, porfíros szövetű, gyakran erősen bontott. Az összetben néhol bázisosabb (bazaltos) és savanyúbb (riolitos) kőzetek is megjelennek. E kőzetek igen erősen kontamináltak, ezért a makroszkópi karakter és fenoösszetétel gyakran erősen eltér az elemösszetételből következő geokémiai megnevezéstől (BODNÁR et al. 2013).

7.1.1. Bánkút térsége, Ny-i völgyfő

A Garadna-völgy Ny-i völgyfője környékén, Bánkút közelében 10 feltárásban, a Farkas-nyaki elágazástól Ómassára vezető erdészeti út mentén és a Borovnyák hegy körzetében 24 szelvényben, valamint Ómassa település környékén 30 szelvényben végeztünk mikrotektonikai méréseket. Az *7.1.1. ábrán* láthatjuk, hogy a Garadna-völgy Ny-i peremén uralkodóan P_{II} elemei dominálnak, bár helyenként, egyes feltárásokban P_I elemei is markánsak lehetnek. Legjellemzőbb példaként a Bánkút közeli Nyárjú-hegy lejtőjén lévő, 50m hosszú, 3-5m magas mészkőfeltárást mutatjuk be (*7.1.2. ábra*).

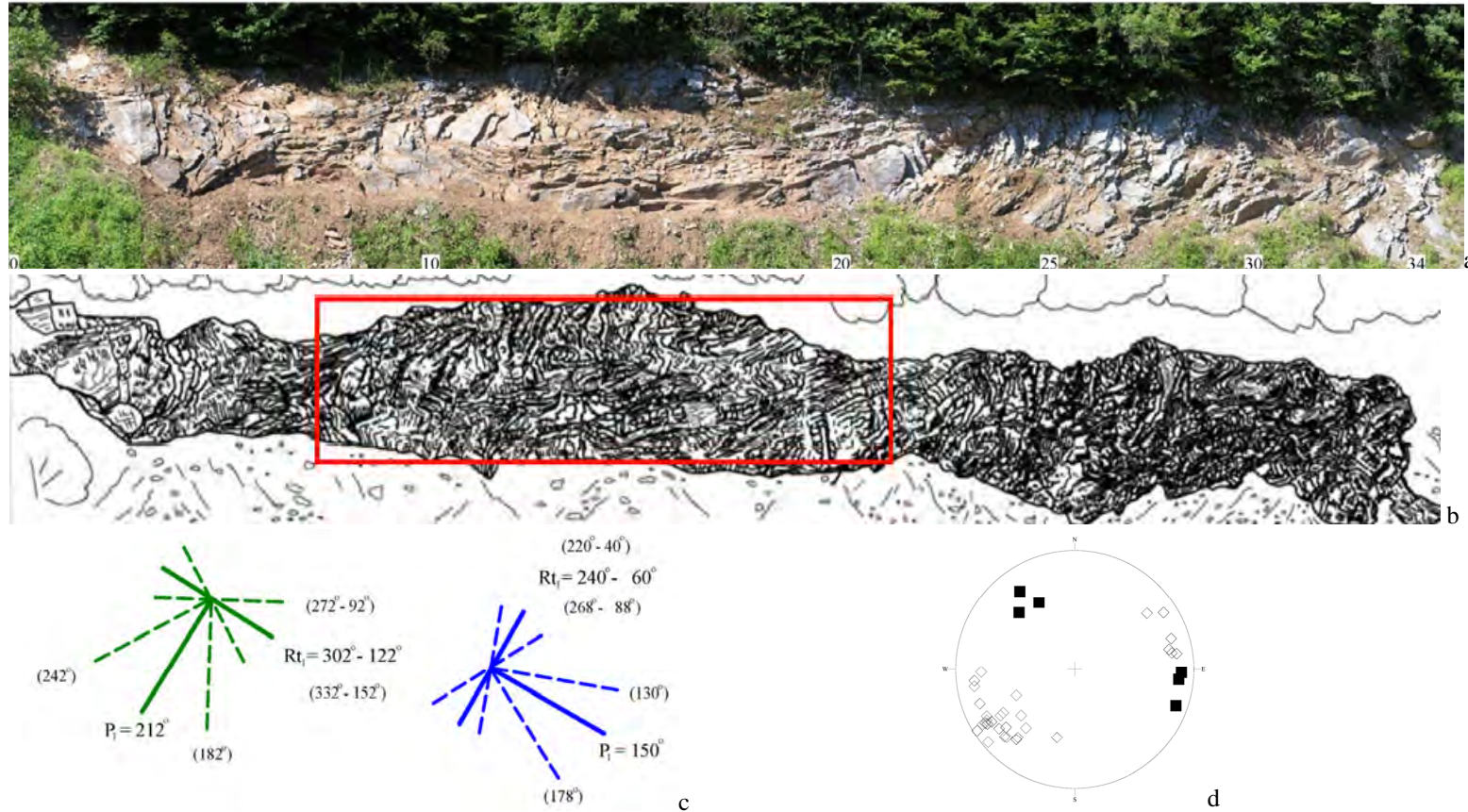
A feltárás sötétszürke-fekete, kalciteres mészkővében jól megfigyelhetők egymás fölött és egymásból kiindulva oldalirányban divergáló redőrészetek. Ezek tengelye hol párhuzamos a mintaszelvény síkjával, hol hegyesszöget zár be azzal. Ez az enyhe görbületes ívet kirajzoló tengelyszög torzulás mind vízszintesen, mind függőlegesen



7.1.1. ábra: A Bükk hegységben kijelölt mérési körzetek (felül), illetve a Garadna-völgy tektonikai alapelemei a redőtengely irányok, a kimért alapelemek csapása átlagérték, vastagsága pedig a helyi dominanciaviszonyokat tükrözi

244°

64°



7.1.2. ábra: A Bánkút Nyárjú-hegy DK-i lejtőjén felvett 1. sz. szelvény fotója (a), digitalizált, valósághű rajza (b), a rekonstruált P_I és P_{II} erővektorok és diszharmónia kúpok horizontális síkvetülete (c), valamint a P_I és P_{II} erőhatásokhoz kapcsolódó redőtengelyek sztereogramja (d)



a



b



c

7.1.3. ábra: A Bánkút-1 szelvény digitalizált valóság-hű rajzának kiemelt részlete (a), a P_{II} erő által létrehozott diszharmonikus redő (b), az ÉK-i vergenciájú P_1 redőződés egyes elemei alárendelten még felülbélyegződés után is láthatók pl.: 23-26m között (c)

látható. Oka egy kettős irányú, több fázisú dinamikus erőhatás, amely kellő fedettségénél (1-3km) diszharmonikus, antiklinóriumszerű redőződésre készítette az eredetileg síkrétegzett összletet.

A P_I és P_{II} erőrendszer működése kis időeltolódással kísérte egymást, de az első formaelemeket a Ny-DNy felől ható többfázisú erő (P_I) hozta létre. Elemei többször bélyegződtek felül saját fázisai által, majd az időben tartósabb és szintén több fázisú, DK felől ható P_{II} erőrendszer által. Így a primer mikroszerkezetek többsége eltűnt, vagy gyengén és torzultan látható (7.1.3. ábra).

A P_I -hez tartozó redőtengelyek ott őrizték meg leginkább az eredetihez közel eső értékekben a jellemző paramétereiket, ahol nem forogatódtak be a másodrendű erőhatás csapásirányába. A mért értékek arra utalnak, hogy eleve diszharmonia jellemezte őket, ami egy ilyen nagy méretű, heterogén összetételű rétegsor több tíz vagy száz méteres amplitúdójú gyüredezésénél természetesnek tekinthető. Az elsődleges rendszer elemei ilyen többszöri átrézelődés miatt főleg tájékoztató jellegű adatokat szolgáltathatnak.

A fő erők uralkodó irányának átlagát, illetve szórását, azaz divergenciakúpjának szögét a 7.1.2. ábra mutatja be. Vízszíntesen és függőlegesen is kimérhetők ezek az értékek, de ma már nem állapítható meg, hogy szórásuk mennyire fejezi ki a még torzulásmentes első alakzatok belső diszharmoniait. Feltételezzük, hogy a felülbélyegző hatások növelték azok mértékét.

A P_{II} nyomóerő szintén jól látható gyűrődéseket eredményezett. Ezek az úttengely és a domboldal csapásával közel párhuzamosak vagy azzal hegyesszöget zárnak be. Az elsődleges redőknek azokat az elemeit, melyeknél a redőtengely a diszharmonia következtében a P_{II} támadási irányával a derékszögtől lényegesen eltérő szöget zár be, viszonylag könnyen elforgathatták saját síkjuk felé. Valószínű, hogy a merőlegestől való eltérés mértéke és a térbeli helyzet, valamint a kitérésnek a lehetősége döntötte el, hogy a P_{II} erőrendszer mely elemeket és milyen mértékig volt képes ilyen módon elforgatni és megújítani. Előfordul egy olyan átmeneti állapot, amikor a két rendszer eredője folytán (P_{III}) É-ias vergenciát mutat egy redőtengelyből számítható gyűrődési irány. Az is megfigyelhető, hogy az egyik redőfelszínnek a szelvényfelületre kimetsző nyomvonala a csavaró hatás következtében folyamatosan megy át a második erőrendszer valamelyik gyűrődésének a felszínre kivégelő redőmetszet vonalába.

A többször ismétlődő nyomás egyik lehetséges következménye a redők továbbérlelődése, a másik ezek diszharmoniajának fokozódása, illetve saját korábbi elemeinek felülbélyegzése. Ez utóbbinak két típusesete valószínűsíthető. Egyik a haránttörések létrehozása, és ezek mentén történő horizontális vagy feltolódásos elmozdulások kiváltása. A másik a redőfelszíneket átmetsző palásodás, amely esetünkben akkor figyelhető meg leginkább, ha az R_{II} redőtengely merőleges a P_{II} nyomásirányra (7.1.3. ábra).

Ugyancsak jellemző, hogy egyazon redő egyes részeinek felszínre bukkanásánál a héjszerű szerkezetekben kimérhető tengelyirány fokozatos szögeltolódást mutat a szárnytól a centrum felé haladva. Ez lehet a diszharmonia és az utólagos felülbélyegzés deformáló hatásának következménye is.

A két erőrendszer deformációs hatásai közül a másodlagos rendszer elemei jelennek meg olyan számban és dominanciával, hogy mérésükből megbízható következtetéseket vonjunk le. Csupán egyes szakaszon rajzolódik ki az elsődleges rendszernek néhány

olyan eleme, amely más feltárásokkal összevetésben markánsan mutatja a korai deformációkat.

Feltételezve, hogy a diszharmónia következtében szórást mutató redőtengely csapás és dőlésirányok átlagértékei fejezik ki legjobban a fő vergenciára merőleges mértékadó csapásirányt, így az erre merőlegesen szerkeszthető erővektor vízszintes síkon mért szögértéke jól tájékoztat az egykor regionálisan nagy távolságból, áttételekkel ható térrövidülést okozó erő fő irányáról. Ilyen megfontolások alapján szerkesztettük meg a 7.1.2. ábrát, amelyből a hatásában egymásra szuperponálódó P_I és P_{II} erőrendszer irányvektora és diszharmónia kúpjának vízszintes vetülete megadható és láthatjuk a tengelyirányok sztereogramját.

Mint a 7.1.2. ábrából is kitűnik, a Bükk számos helyén egymásra közel merőleges erővektoroknak a derékszögtől való eltérése ez esetben 28° . Ennek egyik lehetséges oka az, hogy az áttételekkel ide érkező nyomóerő helyi irányai a közvetítő elemek lokális eltérítő hatásai (térbeli helyzet, vetődések, feltolódások, forgások) miatt szögeltéréssel nyilvánulhatnak meg egy-egy részrendszerben. A másik magyarázat a másodlagos erőrendszer felülbélyegző hatása lehet, amely egy már eredendően sem homogén rendszer részeire eltérő hatást fejtett ki, azok változó deformációját okozva. Ez utóbbi mellett szól, hogy a szelvényen belül rövid szakaszokon kimérhettünk olyan átmeneti vergencia irányokat, amelyek északiasak voltak, s a két rendszer együttes hatását (P_{III}) tükrözték.

Hasonlóan P_{II} dominanciáját mutatja a közeli Nyárjas-oldal K-i peremén található feltárás (7.1.4. ábra), amelyben szintén a Nagyvisnyói Mészke anyaga vizsgálható. A P_I és P_{III} elemei csak kisebb szakaszokon is megjelennek, ezt a redőtengelyek sztereogramjában is láthatjuk (7.1.4. ábra). A feltárásban P_{II} szerkezeti elemei uralkodnak, mind a palásság, mind az áttört redőprofilok tekintetében (7.1.4. ábra).

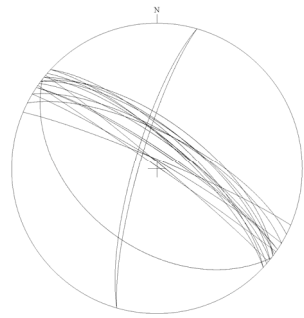
7.1.2. Ómassa térsége

Bánkút térségében, valamint tőle D-re a Borovnyák hegy környékén P_{II} a domináns erőrendszer (7.1.1. ábra). Helyi tényezők hatására P_I is dominánssá válhat, de csak kisebb területegységeken és általában kevesebb mérhető szerkezeti elemnél. Ahol P_I és P_{II} csaknem merőleges támadási irányval éri egymást, a rideg deformáció sakktablaszerű törési hálózatot, kockaszerű elválást hoz létre a mészkőben (7.1.5. ábra).

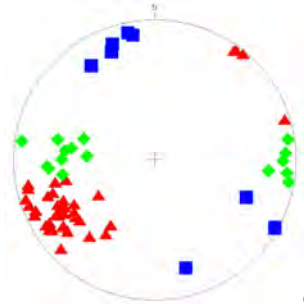
Rendszerint a nyomóerő átadása és így a deformáció is helyileg eltérő. Gyengesebbi övekben, ahol a két erőrendszer találkozási zónájának jelenléte leginkább jellemző, breccsásodás, felaprózódás figyelhető meg (7.1.6. ábra).

Ómassa központjában, a Farkas-nyak-völgy környékén inkább P_I dominál lokálisan. Maga a völgy egy P_I hatására létrejött, de ÉNy-i és DK-i szegélyén erősen deformált redő frontális törése mentén fejlődött. A szegélydeformáció miatt hajlik ívesen a gerinc és a völgy lefutása. A központ a Garadna-völgy Ny-i peremzónájának a K-i blokkhatárán található, ez tette lehetővé, hogy lokálisan P_I elemei domináljanak.

A falu ÉNy-i peremén, közvetlenül az utolsó házak és kertek fölött (tőlük É-ra) található a Hámori Dolomit Formáció egy jellegzetes feltárása (7.1.7. ábra). A szelvényben mindhárom erőrendszer elemei azonosíthatók. A körzetben P_{II} hatása a domináns, azonban itt P_I és P_{II} csaknem merőleges vergenciáirányokkal rendelkezik, így P_{II} megújította P_I egyes szerkezeti elemeit eltérő funkcióval. Ennek köszönhetően P_I egyes redőfelszínei megmaradtak (7.1.7. ábra), miközben P_{II} haránttöréseivé váltak,



b



c

7.1.4. ábra: P_{II} erőhatás által létrehozott meredek palássági síkok és egy áttört szakaszból álló redő a Farkas-nyaki elágazástól D-re lévő Nyárjas oldal K-i peremén (a). A feltárásban mért konjugált litoklázisok (b), valamint redőtengelyek (c) szintén P_{II} dominanciáját mutatják



7.1.5. ábra: „Kocka” szerű elválás a Száraz-völgy D-i oldalában futó erdészeti úti mészkőfelszínen



7.1.6. ábra: Apróra morzsolt mészkő a Borovnyák-tető É-i lejtőjén, a Száraz-völgy D-i oldalában

amely mentén P_{II} dominanciájának fokozódásával rotáció következett be, csaknem vízszintes vetőkarcokat eredményezve a blokkok sík felületein. P_I diszharmonikus redőmaradványai a feltárás K-i végében, a vékonyrétegzett mészkőben még láthatók. P_I és P_{II} eredő hatása leginkább a feltárás legmagasabbra kiemelt blokkjain, illetve P_I szerkezeti elemeinek elfordulásában nyilvánul meg.

7.1.3. Garadna-völgy központi zónája

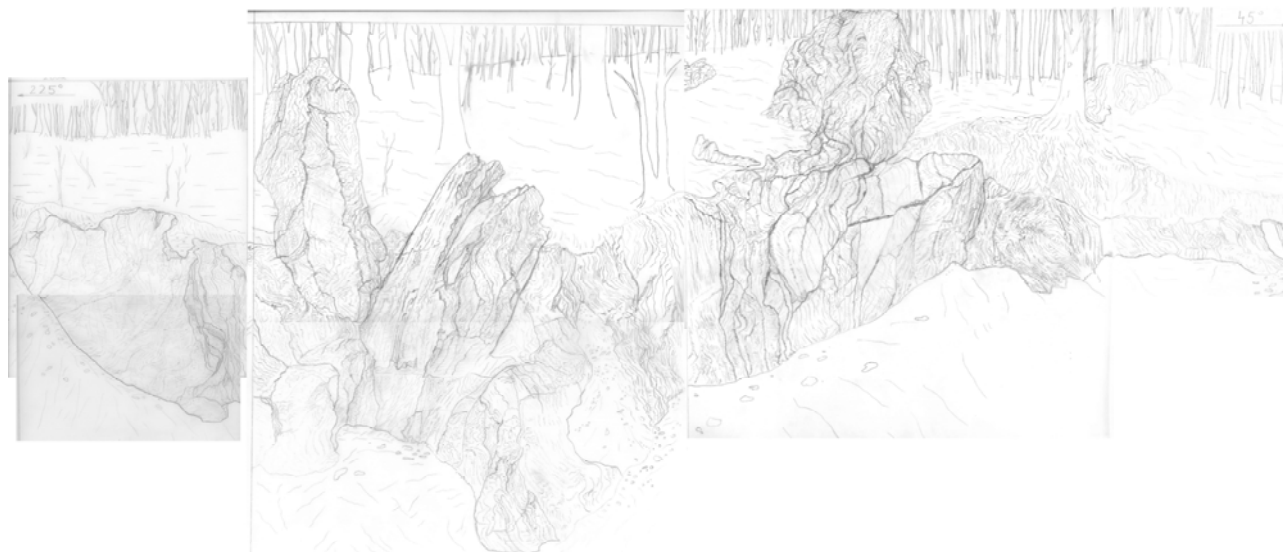
A Garadna-völgy és környéke középső zónájában a 25 szelvényezett feltárásból bemutatunk egy útbevágásban lévő jellemző szelvényt és egy több szintes kőbánya összetett szelvényét. A Garadna-patakot követő műút mentén található pisztrángkeltető telep a Szentléleki Formáció egyik típusfeltáráásával szemben található. A két szakaszú (G5a és b), >50m hosszú, 8-12m magas szelvény több órás felületi letisztítás után vált feldolgozhatóvá, mivel laza állapotú anyaga könnyen erodálható és omlékony (7.1.8., 7.1.9. ábrák).

Az első feltárás első szakasza (G5a szelvény) kissé kaotikus képet mutat erős gyüredezettséggel, átnyíródásokkal és egy a lágyabb rétegeket palásító hatással. Az üledék eredeti rétegzettsége több helyen érzékelhető a kőzetminőség (szín, szemcseméret, konzisztencia) változásai miatt. Benne néhány, 10-30cm vastag, világos szürkésbarna, kalciteres mészkőpad fordul elő, amelyek lefutása kirajzolja a gyűrődéseket. Közöttük alárendeltebb a vékonylemezes mészkő és palásodott márga, ami mellett fillitesedett mészmárga és agyagmárga jelenik meg. A rétegsort viszonylag nagyméretű redőződés jellemzi, amelyben gyakoriak a görbült tengelyű, egymásra fel- és áttolt, helyenként átbuktatott redők. Az egymásra torlódó redősor összepréselődése folytán a keményebb mészkőpadok görbületi hajlataiban a redőtengelyek elferdülése látható. E mészkővek bár megtartották eredeti paláságukat, anyagukban kaotikus repedezettség és kalciteresség figyelhető meg, jelezve a többirányú igénybevétel egymásrahatását.

A redősor eredendően P_I eredményeképpen alakulhatott ki. A padok közé települt plasztikusabb vékonylemezes mészkő, mészmárga, agyagmárga és agyag a padok közeiben diszharmonikusan gyüredezett. E plasztikusabb rétegeket az egymásra tolt redősor megnövekedett litosztatikussá és dinamikus nyomása erőteljesen palásította, mely palásági síkok jól követhetők. A keményebb padok közeiben és hajlataiban viszont a plasztikusabb rétegek diszharmonikus redőit felülírta és átmetszette a paláság eltorzítva azok görbületeit (7.1.8. ábra).

Az elfekvő, sőt helyenként feltolt, átbuktatott, palásodott redősoron belül elnyíródások és kisebb feltolódások következtek be, valószínűleg KÉK-i vergenciával. Az átnyíródási és palásodási felszíneken, csúszási felületek mentén számos kihengerlődés, lencse alakú budinásodás, a diszharmonikus redők eltorzulása, aszimmetrikussá válása, a csúszási felszínek kifényesedése és az agyagmárga, mészmárga rétegfelszínek menti mozgásoknál, mészpala, agyagpala, illetve csillámos fillit képződése figyelhető meg (7.1.8. ábra).

A P_{II} erőrendszer hatásai rendkívül alárendeltek, néhány helyen nyújtott, kis amplitúdójú, szubvertikális helyzetű 'S' alakzatokat formáló áttöréseket, rövid szakaszokból álló törésprofilokat eredményeztek.



7.1.7. ábra: Ómassa ÉNy-i peremén futó erdészeti út feltárása a Garadna-völgyi kilátó helytől ~200m-re



7.1.8. ábra: A Szentléleki Formáció típusfeltárása (G5a) a Garadna-völgy középső zónájában lévő pisztrángeltető teleppel szemben

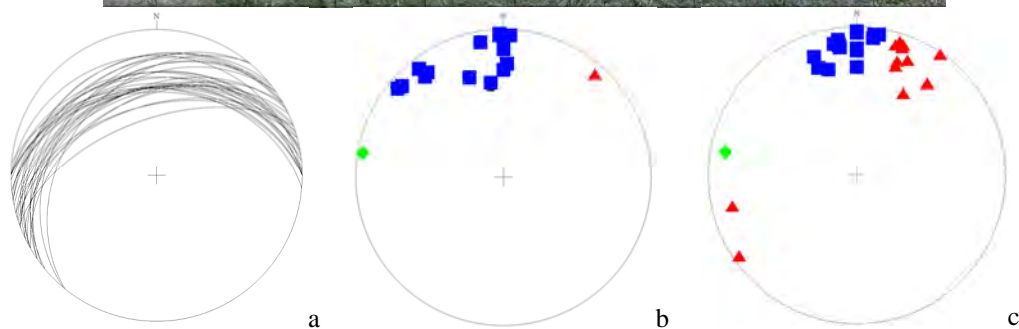
Az összlet egészét a P_{III} erőrendszer erőteljesen deformálta, részlegesen, illetve változó mértékig beforgatta saját É-ias vergencia irányába, különösképpen a jól palásodott felszíneken látható ez a torzító hatás. A keményebb mészkőpadok esetében a meredekebb és ellenállóbb mészkő redőket részlegesen forgatta el, helyenként széttördelte, összemetsződő redővégek tengelyszögében fokozta a divergenciát.

A G5b szakasz (7.1.9. ábra) plasztikusan gyüredezett, palásodott rétegsora a kemény mészkőpadok relatív helyzetének megtartása mellett erőteljesen rátolódott az előterében K-re fekvő, lényegesen merevebb, vastagabb lemezes mészkőre. A kettő határán erőteljes a palásodás, megnő a csillámos, világos kékeszürke fillit mennyisége a rátolódási felületen. A fillit fölött és alatt gyüredezett formában egy vörösesbarnás színű, erősen palásodott agyagmárga réteg húzódik, amely paleotalaj jellegű (7.1.9. ábra).

A szelvény első szakaszán az említett átmeneti csúszófelület fölött is megjelenik rátolt helyzetben a szelvény bázisát alkotó fekete, középvastag lemezes mészkő, igaz diszharmonikusan gyüredezett formában. A jól követhető lemez mészkő bázisrétegek ellapult és eltorzult redőkkel, ékszerűen kihengerelt redővégekkel jelennek meg. Gyakran magukkal sodorják és becsípi az alattuk és fölöttük települő plasztikusabb összlet anyagát (7.1.9. ábra). E felső rátolódásban is látható a sárgásbarna „paleotalaj” közéggyűrődése, ami a bázisrétegek felületi kitakaródását követő paleotalajosodásra utal. Visszazökkenésük után következhetett be a második gyűrődési, feltolódási fázis, amely a mai szerkezeti helyzetet kialakította.

Az első 15m-ben három feltolódási felszínen figyelhető meg a hullámos, budinaszerű palásodás, a kifényesedő felszínek és helyenként a vetőkarc nyomok megjelenése. Két rátolódási zóna között a bázisképződmények budinaszerű, szilvamag keresztmetszetű blokkokat képeznek (7.1.9. ábra).

Az 'a' és a 'b' szelvényszakaszok a helyi jellegváltások és kisebb eltérések ellenére egyazon összletnek hasonló genetikával képződött részei, melyet eredendően a P_I erőrendszer hozott létre KÉK-i, illetve ÉK-i vergenciával. Az erőhatás feltehetően hosszabb időn keresztül, több fázisban volt aktív és szakaszosan idézte elő a gyűrődéseknek, fel- és rátolódásoknak, pikkelyeződéseknek ma látható rendszerét. A



7.1.9. ábra: A Szentléleki Formáció típusfeltárása (G5b) a Garadna-völgy középső zónájában lévő pisztrángkeltető teleppel szemben a palássági síkok (a), és redő-tengelyek ('b' diagram a G5a, 'c' diagram a G5b szelvényben) sztereogramjával

meredek feltárás felszínének síkja a legtöbb réteg esetében olyan törési, néhol vetődési felszín, mely egykor az R_I redőrendszer haránttörése lehetett.

A P_{II} erőrendszer hatását a szelvényben nem sikerült egyértelműen definiálni, bizonyos görbületes felszínek, kisebb törésfelületek arra utalnak, hogy alárendelten jelen van, de szerepe inkább e heterogén összetételű blokk enyhe deformációjában nyilvánult meg, amely a keményebb és a lazább felszínek határán tudott feloldódni.

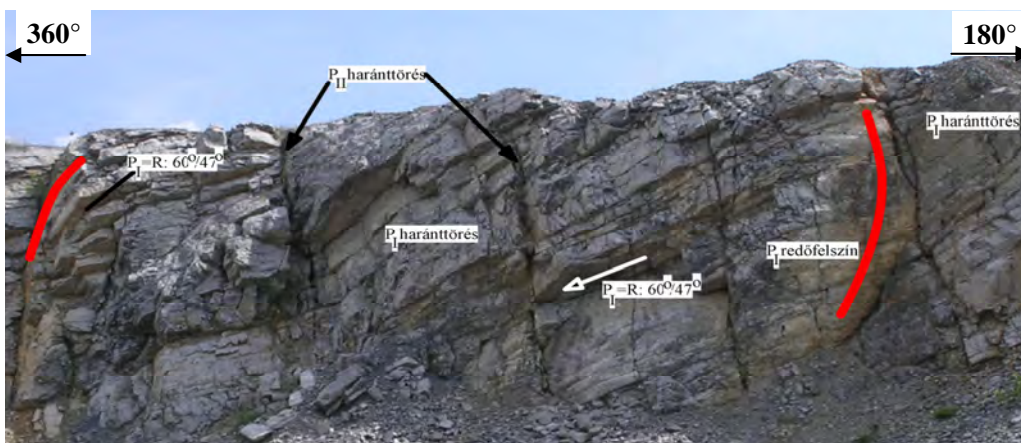
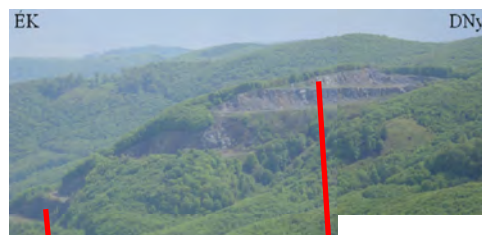
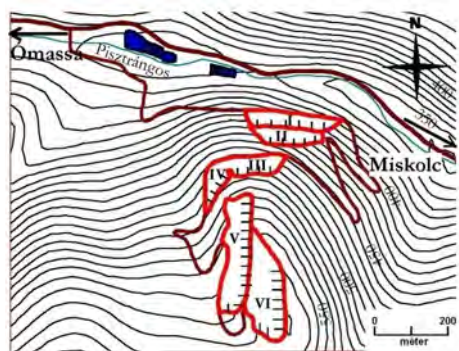
A mai kép kialakulásában az É-ias vergenciájú P_{III} erőrendszer feszültségterének volt meghatározó szerepe, amely a blokkot bizonyos mértékű rotációra készítette, palássági és konjugált litoklázis felszíneit felhasználva hozta létre a saját irányába beforgatott, de a meglévő elemekből táplálkozó redőrendszerét. Emiatt R_I haránttörés felszínei ma közel K–Ny-i, KDK–NyÉNy-i csapásúak, a palássági felszíneknek pedig É-ias a dőlése (7.1.9. ábra). E feltárásban tehát R_{III} -nak egy olyan É-ias irányba leszálló redőszegélyét látjuk, amelynek D-i folytatása légredőnek fogható fel, antiklinális gerince erőteljesen lepusztult, és ma a Garadna-völgy adott szakaszát alkotja mint inverz formaelem. A redőtengelyek dőlésiránya, valamint az egyéb feltárásokban is látható nyírás jelenségek (7.1.10. ábra) arra utalnak, hogy a Garadna-völgy mentén markáns elnyíródás történhetett, amely valószínűleg az óramutató járásával ellentétes irányú rotáció miatt következett be.



7.1.10. ábra: Nyírásos feszültség feloldódásra utaló budinák a Garadna-völgy G14. sz. feltárásában

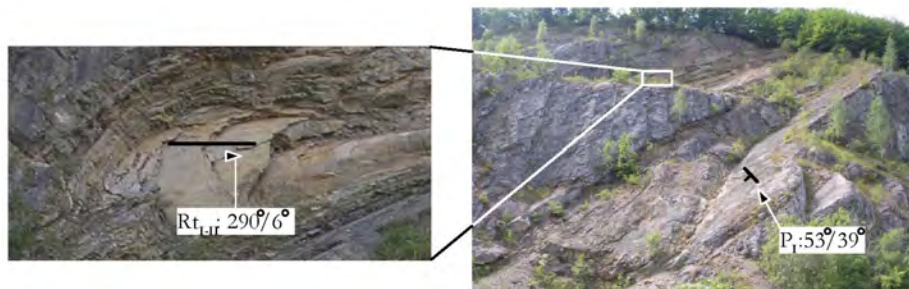
A második feltárás a Közép-Garadna pisztrángkeltető telep fölött, a völgy D-i oldalán található felhagyott, több szintes kőbánya (7.1.11. ábra), amely a középső-triász korú Hámori Dolomit Formáció kőzetéből épül fel. Az 1920-tól három szinten hat udvaron művelt bánya fejtési falai 1325m hosszúságban tárják fel a Garadna-völgy középső szakaszára jellemző kőzeteket és deformációkat.

Az I-II. udvar egyazon fejtés két egymás fölötti szintjét tárja fel. A két fronton együttesen 420 értelmezhető mikrotektonikai mérést végeztünk, melyek jó egyezést mutattak az eddigi vizsgálati eredményekkel. Az I. udvar legmarkánsabb eleme a bánya fejtési frontjának közel függőleges felszíne, melyen préselődés, tömörödés, kisebb méretű ellapultságok és vetőkarcok nyomai egyaránt láthatók. E felszín megfelel a szerkezeti blokkok (tektonikus elemi cellák) szegélyén megjelenő határfelületnek, ahol mindig jellemző valamelyik kompressziós főerő dominanciája. A blokk méretétől és a határzónájában feloldódott feszültség mértékétől függően e palásodási, illetve helyenként komprimált redőződési felszínek 10-100m távolságon követhetők a blokk belseje irányában. Itt tehát – mivel blokkszegélyen vagyunk – a legkésőbbi, P_I - P_{II}



7.1.11. ábra: A Közép-Garadna (Szomorú-völgyi) kőbánya környékének topográfiai és földtani térképe a legalsó és a legfelső udvarok jellemző részletével

eredőjeként értelmezhető P_{III} dominanciája érvényesül. Az ennek megfelelő északias vergenciájú meredek, harmadlagos redőfelszín dőlés irányai $350-4^\circ$ között ingadoznak, $73-89^\circ$ meredekséggel. A 7.1.12. ábra jobboldali felvételének K-i felén figyelhető meg a meredek redőfront, a jobboldali (Ny-i) részén viszont a DNy felől ható legkorábbi erőrendszer (P_I) gyűrődési és palásodási felszínei tűnnek elő $50-60^\circ$ felé mutató dőlésekkel. A fejtési fal omlásból származó beugró részein tűnnek elő az itt alárendeltebb P_I és P_{II} hatására létrejött deformációs rendszerelemek.

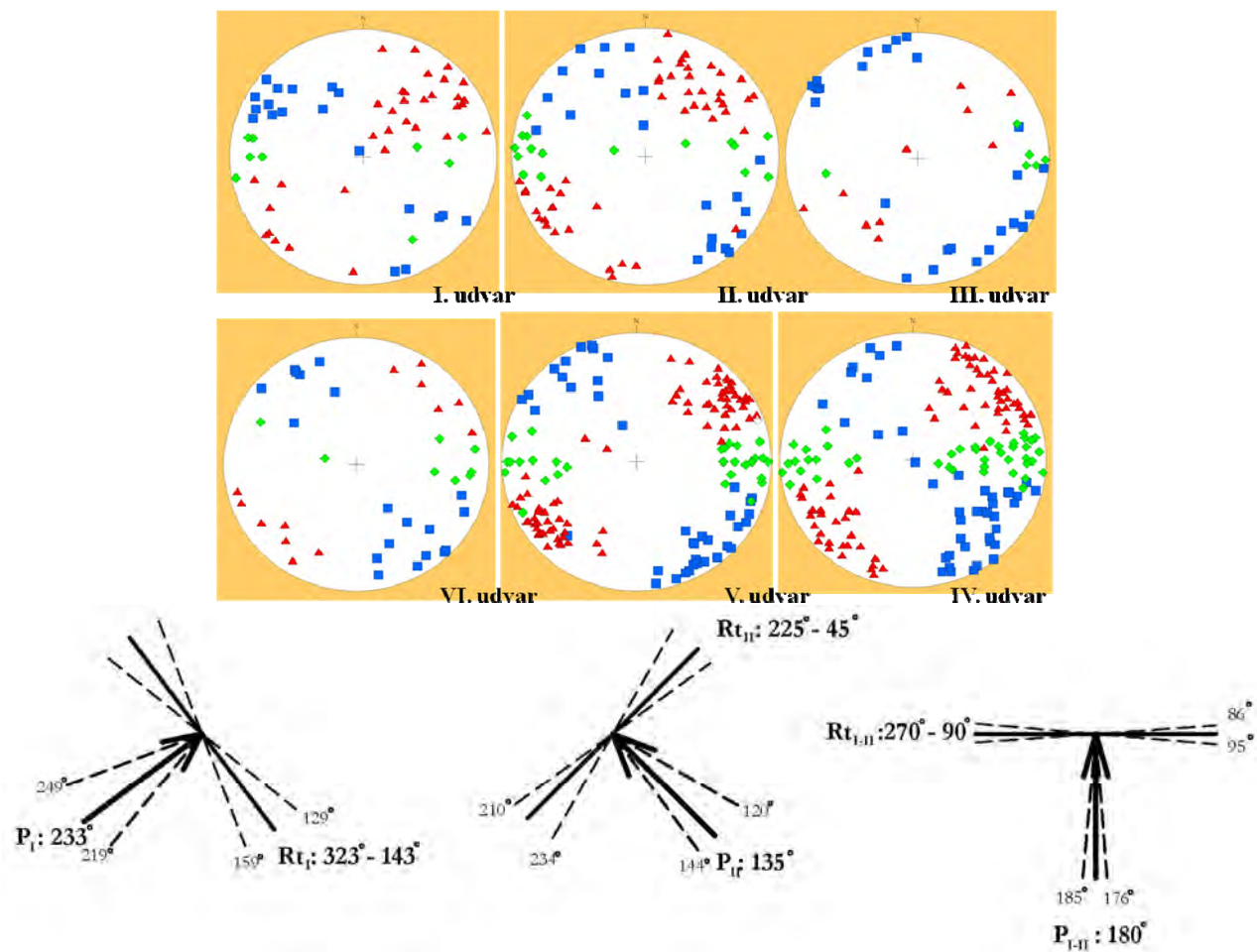


7.1.12. ábra: Az I.-II. bányaudvar Ny-i harmadának távlati képe. Balra a felső udvar egy jellemző, beforgatott, első generációs redőfelszíne látható, ÉNy-ias tengelydőléssel

A redőzódések tengelyirányait átlagolva (7.1.13. ábra) azt tapasztaltuk, hogy az időben elsődleges redőzódést létrehozó erőhatás 219° irányából, DNy felől, az időben másodlagos ábredőket létrehozó erőrendszer 134° irányából, DK felől hatott. Azt követően az egyidejű hatásukra létrejövő szerkezeti elemek 181° eredőirányból, D felől ható kompressziós feszültségre utalnak.

A III. és a IV. közvetlenül kapcsolódó, közel azonos magasságban fekvő bányaudvar fejtési falain együttesen 150 mikrotektonikai mérést végeztünk. Az eredmények azt jelzik, hogy a deformációs rendszer a fejtés köztes helyzetének megfelelően átmeneti jelleget mutat az alsó és a felső udvarok között. A fal tagoltsága, illetve a fejtések irányváltása miatt lehetőség nyílt az elsődleges és a másodlagos redőket belső metszetükben tanulmányozni. A mérések átlagértékei alapján P_I látszólag 229° felől érte a kőzeteket. Kérdés, hogy történt-e közben rotációs elmozdulás. Erre utal ugyanis, hogy P_{II} 140° felől mutatható ki, azaz ortogonális helyzetbe forgatta be a K-ÉK-ies vergenciájú elsődleges rendszerelemeket. Mivel a szerkezeti blokk Garadnavölgyre néző északi szegélyéhez képest már mélyebben járunk a kőzettömeg belsejében, így befelé haladva – a szegélyen jellemző – P_{III} szerepe alárendeltté válik. Itt is kimérhető, hogy 179° felől hatott, fokozva az elsődleges (III. udvar) és másodlagos (IV. udvar) erőrendszer redőtengelyeinek diszharmonióját (7.1.13. ábra). Gyakran előfordul, hogy az erősen diszharmonikus R_I redőcsoportokba helyenként R_{II} elemei belevágnak, reaktiválva azokat, esetenként más-más funkciót biztosítva nekik. Másutt a felülbélyegzés miatt szétlapulva, illetve részben beforgatódva az elsődleges rendszer redőinek tengelyirányai szélsőséges szögértékeket vehetnek fel, főleg helyi okok miatt, vagy igen eltérő értékeket mutatnak saját rendszerük többi hasonló eleméhez képest (lásd 7.1.13. ábra III. udvar).

A közel azonos, É-D-i csapású V. és VI. bányaudvarok fejtési falain összesen 400 mikrotektonikai mérést végeztünk. A VI. udvar az V-nél kb. 50 méterrel beljebb található a kőzettestben.



7.1.13 ábra: A Közép-Garadna bánya I-VI. udvarain mért redőtengely irányok és szórásuk sztereogramjai, valamint a létrehozó erőhatások irányvektorainak átlaga és szórása

A redőzödések tengelyirányait átlagolva (7.1.13. ábra) azt tapasztaltuk, hogy e két udvaron a P_I erő 245° irányából, azaz DNy felől hatott. Ez a Ny-iasabb irány is jelzi, hogy itt kisebb mértékű felülbélyegzést és rotációs elforgatódást szenvedett el a 136° irányából, DK felől támadó P_{II} hatására. Ez valószínűleg az érintkező szerkezeti blokkok relatív helyzetéből adódó helyi sajátosság. A P_I és P_{II} együttes hatására létrejövő – e helyütt már igen alárendelt – északi vergenciájú szerkezetek 180° irányából, azaz D felől komprimáló erőterre utalnak.

E két udvar túlnyomó részén az elsődleges P_I rendszer elemei a dominánsak, mivel a szerkezeti blokk belsejében vagyunk, s a legkorábbi deformációk itt és a K-i blokkperemen őrződtek meg legépebben. Az V-VI. udvarokon, a blokkhatártól legtávolabbi helyzetben legelmosódottabbak a harmadlagos hatások.

Ezek az udvarokon a P_{II} erőrendszer érzékelhetően jelentős késéssel követi a több periódusban is plasztikus gyűrődéseket és palásodást létrehozó elsődleges (P_I) erőrendszer működését. Annak felülbélyegzésekor nem tudott plasztikus deformációt okozni, inkább a redőit deformálta, helyenként csavartengely mentén görbülő felületeket hozva létre, másutt fokozta azok diszharmoniját, vagy helyenként részben beforgatta saját közel ortogonális síkjába.

Az elmondottak alapján megállapítható, hogy a korábbiakban a hegység más helyein kimutatott hármas erőrendszer (7.1.13. ábra) itt is jól nyomozható, s az egymásra következő sorrendjük igen világosan kirajzolódik. Összegzésként megerősítjük, hogy a DNy felől ható erők feltehetően kréta korúak voltak, s többszöri ismétlődésük bizonyosra vehető. Első hatásuk egy plasztikus állapotban történő lapos dőlésű gyüredézést idézett elő, kis amplitúdójú, az idő haladtával mindinkább diszharmonikussá váló redőket hozva létre. Ezek körvonalai gyakran elmosódottak, tengelyirányaik között gyakran $30-40^\circ$ -os eltérés is tapasztalható (I. udvar). A nagy eltérések csupán részben elsődlegesek, részben viszont a későbbi felülbélyegzések okozta deformációknak tudhatók be. Ezeket foglalta keretbe az azonos irányból ismétlődő erőhatások második hulláma azáltal, hogy torlódásokat és nagyobb ívű fekvő, illetve álló redőket hozott létre. Ezzel egyidőben és ezt követően a torlódás változó sűrűséggel szakaszos palásodást is előidézett, amely az első generációs redőket rendszerint teljesen, a későbbieket csupán részben metszi át.

A markánsabb palássági síkok közé zárt hullámos felszínű redőszakaszok az ismétlődő erőhatások miatt keresztmetszetükben gyakran 'S'-betűszerű görbületké alakulnak 1-10 méteres függőleges kiterjedésű sorokat alkotva.

Az előzőeket bizonyos időbeli egybeeséssel követi a DK felől ható erőrendszer (P_{II}), amelynek szintén voltak ismétlődő aktivitási szakaszai és változó módon bélyegezték felül a kialakult – haránttörésekkel, konjugált litoklázisokkal és palásodási síkokkal tagolt – elsődleges rendszer elemeit. Az elsődleges haránttörések mentén enyhén ívelt álredő frontokat, illetve kisebb-nagyobb alá- és föléltolódásokat, vetődéseket idéztek elő. Eközben maguk is kialakították saját ortogonális frontjaikat, amelyek egyben blokkhatárokká váltak. Plasztikus gyűrődést nagyon alárendelten hoztak létre, viszont gyakori az apró, merev törésekből alkotott, nagyívű álredő frontok kialakulása (pl.: V. udvar közepe) helyenként jelentősen deformálták az S alakokat is, s néhol ezek görbületét csavartengelyekké formálták.

A két rendszer egyidejű működése idézte elő legerőteljesebben a már merev állapotú közzeten bekövetkező É-ias irányultságú blokkosodást (lásd I. udvar). E szerkezeti cellák

modellje hexaéder formájú, függőleges élein tompított lapszögekkel. Lapjaik DK és DNy felé orientáltak, tompított élük pedig D és É felé tájolt, azaz megfelelnek a főerők vektorirányának, így a fő oldalak egyben a másik erő haránttörései is.

7.1.4. Jávorkúti feljáró, K-i perem

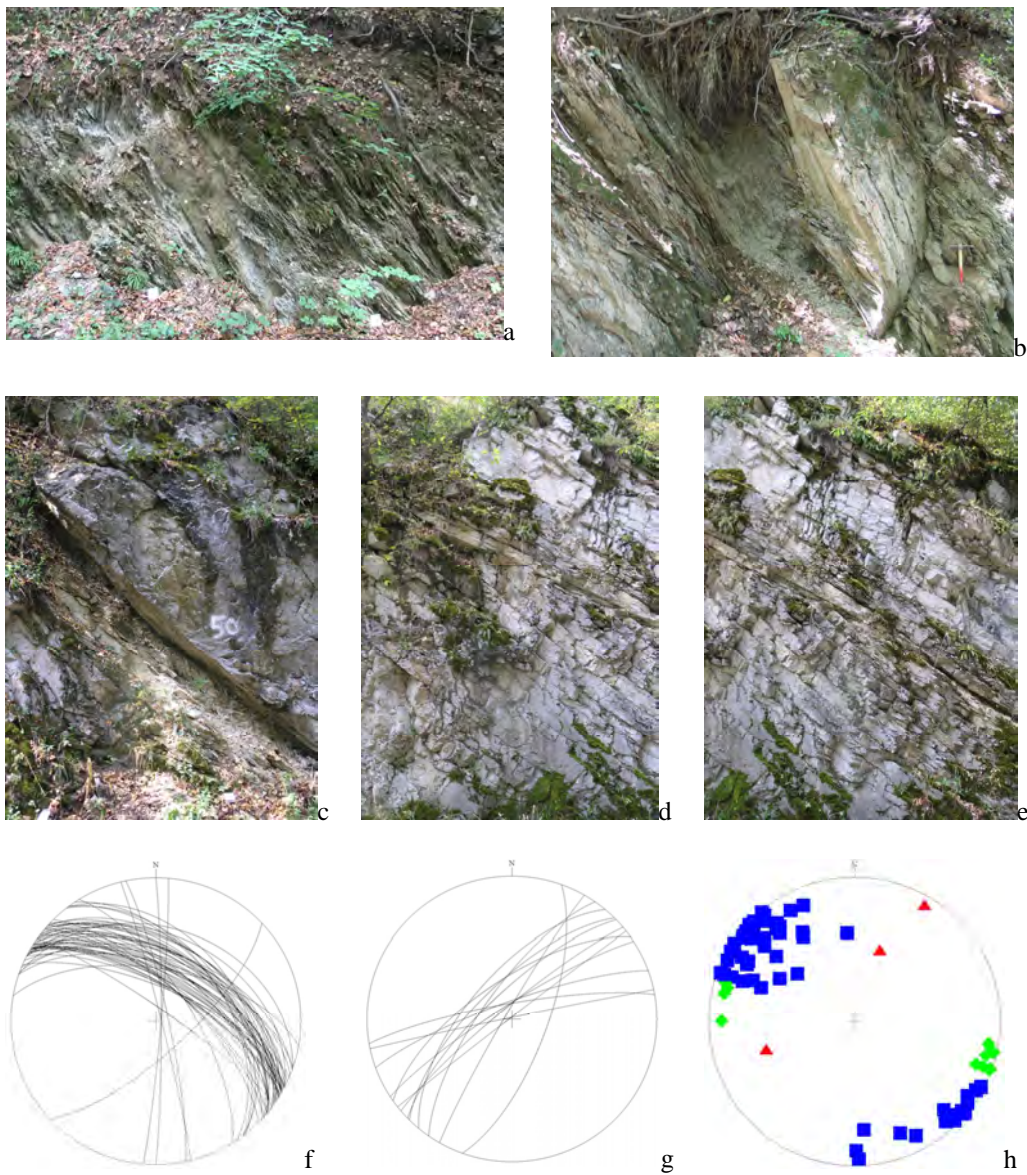
A Garadna-völgyből a Jávorkútra fölvezető műút mentén 50 szelvényezési és mérési ponton végeztünk mikrotektonikai felvételezést. Az egyik legjelemezőbb, leghosszabb és legmagasabb, összefüggő mérési felületet a 10-es mérési szelvény 'a' és 'b' szakasza jelentette. A feltárás a Garadna-völgy K-i részén a D felől befutó, meredek lefutású Savós-völgyben, a műút alsó nagy kanyarja fölötti útbevágásban található.

Az egész J10/a szelvényre érvényes, hogy eredetileg P_1 hatására létrejött rendszer, amelyben egyaránt megfigyelhetők nagyobb ívű redők és közéjük zárt, erősen divergens tengelyirányú, diszharmonikus mikroredők, amelyek egyes sávokban felszaporodnak és lencseszerű kiöblösödéseket töltenek ki. A gyűrődés több fázisban történt, a kezdeti mikroredőket nagyobb méretű másodlagos, harmadlagos redők ágyazták magukba. Ezek később együtt deformálódtak, nyíródtak át, vagy tolódtak egymásra, illetve lapultak össze palásodással kísérve a torlódási frontok közelében. Ezen a területen a vonulatszerűen húzódó Szentistvánhegyi Metaandezit kisebb-nagyobb tömegei okoztak helyi torlódást és többlet igénybevételt a környezetük mészköveiben. Ez esetenként a mészkő breccsás felmorzsolódását okozta, mint például a J22-es feltárásban a Savós-völgy magasabb szakaszán, ahol a gyűrődések is breccsa mozaikokból állnak össze (7.1.14. ábra).



7.1.14. ábra: Breccsás morzsolódás és kiüregelődés a J22-es feltárásban, a Savós-völgyben, a Szentistvánhegyi Metaandezit vonulat közelében

A hosszabb időn át tartó, illetve ismétlődő, P_1 préselő hatás az összletet helyenként átpalásította. A paláság felszínei többnyire egybeesnek az összelapult, lapos ívű, azaz nagy görbületi sugarú nagyredősor redőfelszíneivel, s csak néhány helyen figyelhető meg, hogy a paláság átmetszi saját korábbi redőíveit. Ez az átmetsződés leginkább ott jelenik meg, ahol a redőkben feltűnően jellemző a diszharmonia. Így annak többszörösen megpréselt anyagát eltérő irányból bélyegzi felül. Más bükki területekhez hasonlóan csupán a rétegsor legérzékenyebb, plasztikusabb, vékonyabb rétegei szenvedték el ezt a hatást, míg a közelükben lévő pados mészköveken ugyanezek a



7.1.15. ábra: A Jávorkútra felvezető műút J10-es feltárása a Savós-völgyben. Vékonylemezes, palás elválású mészkő 33-37m között (a), torlódásos zónában felmorzsolts szakasz, amely mögött egy konjugált litoklázis horizontális vetővé vált 19-21m között (b). Feltolódásos zóna pados megjelenésű mészkőben 50m-ben (c), kis elvetési magasságú, palásság menti feltolódások 72m-ben (d) és 78m-ben (e). A szelvényben mért palássági síkok (f), haránttörések (g) és redőtengelyek (h) sztereogramjai

jelenségek nem vagy alig láthatók, azaz szelektív volt a palásodás és a deformálódás minden formája.

Az így előállt formaegyüttesen belül gyakran még észlelhető a rétegzés eredeti iránya, ha azt eltérő anyagú, színű, minőségű közbetelepülések jelölik ki. Általánosságban megállapítható, hogy az eredeti rétegzés és az azonos rendszerhez tartozó palásodás számos helyen egybeesik, de ez nem érvényesül az összelapult nagyredők szabálytalan lefutású szárnyain.

A P_{II} erőrendszer az előzőekben leírt szerkezeteket többnyire nem tudta lényegesen deformálni, illetve felülbélyegezni. Feltehetően hatása csak bizonyos zónákban, a saját vektorirányára merőleges DK-i és ÉNy-i blokkzegélyeken érvényesülhetett, ha az anyag ott még valamilyen fokon deformálható állapotban volt (fedettség, konzisztencia). Helyenként – bizonytalanul meghatározható módon – apró törések kapcsolódnak össze egy redőszerű alakzatba, áldredő profilt rajzolva ki. Ez feltehetően a P_I által már részlegesen kiemelt helyzetű összetekben jöhetett létre, ahol a magasabb helyzetű részek már nem szenvedtek lényeges deformációt, de a mélyebb helyzetűek még képesek voltak valódi gyűrődésre is. A hegység centrális és ÉK-i részén gyakoriak leginkább a P_{II} -höz kapcsolható töréses áldredő profilok. P_{II} hatásának egyik valószínű következménye, hogy az R_I rendszer legmarkánsabb haránttörési felszíneit enyhén deformálta és saját vergenciájának megfelelően igen lapos ívű, gyakran szinuszosan hullámos felszíneket alakított ki benne. A néhány m vertikumban feltárt összetekben a hatása igen alárendelten jelenik meg.

P_{III} erőrendszer a leírt sajátosságokkal rendelkező összetet helyenként változó eredményességgel forgatta el saját É-ias vergencia irányába, rendszeresen felhasználva az előző két, de főként az első erőrendszer által létrehozott szerkezeti formák töréses elemeit.

A J10 szelvény „b” szakaszán lényegében ugyanazok az alaptendenciák érvényesülnek, amik az „a” szakaszon, de a mészkövek alapvető anyagi és rétegvastagságbeli különbsége miatt némileg eltérő módon vették fel a terhelést és deformálódtak (7.1.15. ábra). Míg az „a” szelvényben erőteljesebb és lényegesen sűrűbb a palásodás, a kőzet vékonyan laminált, meszes, márgás volta miatt, a „b” első szakaszának kőzete az előzőnél vastagabb lemezes (helyenként 2-5, másutt 10-20cm-es is lehet).

A „b” első szakaszának anyagát is alapvetően a P_I erő deformálta legalább 2-3 fázisban, de e deformációk a kisebb összelapultság miatt jobban érzékelhetők, mint az 'a' szelvényben. Elsődleges formaként egy markáns és viszonylag erőteljes, diszharmonikus redőződés alakult ki a kőzetben, amelynek elsődleges redőfelszínei a feltárásban nagyrészt egybeesnek a rétegfelszínekkel. Az ezt követően, feltehetően hosszabb időn át ismétlődő térrövidítő erőhatások miatt a redőződés némileg kaotikussá vált és fokozódott benne a diszharmonia. Eközben egy idő múlva megindult a változó méretű, egymásba ágyazódó, de eltérő léptékű redők összepréselődése és részleges palásodása. A nagy görbületi sugarú felületek mentén nehezebben gyűrődő és palásodó mészkő szakaszok helyileg torlódva az összeteten belüli határfelületekké váltak. Ezek mögött a vékonyabb lemezes mészkő kaotikusan diszharmonikus redőződése a fő palássági síkoknak megfelelően rendeződött el és átvette e fő irányokat. Ez rendszerint abban nyilvánul meg, hogy a szelvény dm-es, illetve m-es amplitúdójú diszharmonikusainak valamely felszíni szakasza felvette a palássági főirányt. A

divergáló tengelyű gyűrődések egy része ezek mentén élszerűen megtört, szögletes, sarkos görbületekkel illeszkedik a felszínhez, mintegy belesimulva azokba. Más, ferde helyzetű szakaszait viszont átmetszi egy gyengébb palásodás, némileg torzítva, de nem szüntette meg a belső redőíveket. Ezek elvégződése gyakran 'S', vagy 'Z' alakot formálva, szeszélyesen divergálva simulnak bele az egymástól 0,5-2,5m-re lévő, közel párhuzamos felszínbe. E sajátos formák egymáshoz illeszkedve úgy töltik ki a teret, hogy gyakran tölcsezerűen nyílnak a palásodás csapása mentén balra vagy jobbra. Ha bennük vékonyabb lemezes mészkő települ, akkor azon szeszélyesen egymásba hatoló kaotikus gyűrődések figyelhetők meg görbült, előre és hátrahajló redőtengelyekkel.

Az összletben P_{II} hatása nem vagy alig érzékelhető. Helyenként a P_I rendszer elemeit használta fel arra, hogy gyengén látható, szakaszosan áttört áldredő felületeket hozzon létre. Ezek lefutása szabálytalan, mivel egyaránt illeszkedhet a haránt-, konjugált- és frontális törések felületéhez, valamint a diszharmonikus redőfelszínhez, aszerint, hogy melyik felel meg az ottani vergencia irányának (7.1.15. ábra). A többszöri felülbélyegződések miatt ezek a helyi irányok jelentős szórást mutathatnak.

A P_{III} erő megpróbálta elforgatni saját É-ias vergencia irányába a P_I rendszer fő elemeit, de ez csak részlegesen, csak bizonyos helyeken, kis mértékben sikerült. Az R_I haránttörései mentén oldalirányú elmozdulásokat idézett elő, egyes redő, illetve palásági felszíneken, de ezek nem csupán vízszintesek, hanem helyenként változóan meredek dőlésű csavartfelületekké alakultak, néhol síkszerű, néhol erősen görbült felszínekkel és vetőkarcokra emlékeztető bemaródási nyomokkal. Nagyobb méretekben az É-i és D-i szerkezeti blokkhatárokat leginkább P_{III} deformációi határozták meg. Így néhány helyen É-ias dőlést mutat a frontirányokban. Mindez az összleten belül tovább fokozta a redőtengelyek és a redőfelszínek diszharmonizációját.

7.1.5. A szerkezeti elemek morfológiai szerepe

Különbségek fedezhetők fel a völgy É-i és D-i, illetve K-i és Ny-i részei között. A völgytalp enyhén zezugos lefutású, ívelt szakaszokból áll, melyek azonban határozott törésirányokat követnek, ívüket kisebb és fokozatos elvetődések, valamint a völgyoldali erózió-korrózió alakította ki mai formájában. A fő völgy olyan KÉK-NyDNy-i törés rajnak látszik, amelynek egyes elemei mentén kisebb jobbos elmozdulások történtek, miközben mindkét oldal azonos irányban ÉK felé mozgott a korai térrövidülések során. A völgy és környezete egy többször ismétlődő, többirányú térrövidülés sorozat torlódásos övezete, amely mentén elnyíródások, föl- és rátolódások, kisebb visszapikkelyeződések következtek be. Az igénybevételek első drasztikus hullámai már a kréta során lejátszódhattak mindhárom kimutatható főirányban, melyek szögértékét mindenkor a két fő komponens relatív viszonya és dominanciája határozta meg.

Általános tapasztalat, hogy az ÉK-i vergenciájú P_I elsőrendű erőhatás több hullámban jelentkezett, először egy kisebb ívű, erősen diszharmonikus, majd nagyobb ívű redőzödések hozva létre. Helyenként – közetminőségtől függően lokálisan – palásodás is észlelhető, melynek felszínei meredek szögben átmetszik a diszharmonikus redőket. E három jelenség enyhe ($\pm 15^\circ$ -os) diszperziót mutatva 40° felé irányuló térrövidülést jelez. Mivel egyes völgyszakaszokon a késői rotációtól kevésbé érintett szerkezeti blokkokon közel keleties vergencia is kimutatható, feltehető, hogy az ÉK-i

vergencia valójában a mainál 30-40°-kal K-iesebb lehetett, tehát az ÉK-i tájolást a fiatal elfordulások idején nyerték el az egyes szerkezeti blokkok.

Az első gyűrődési fázis több, de legalább kéthullámban a Palota Szálló környezetében erőteljesebben megtorlódó zónát alakított ki, melynek felületére több lapos dőlésű sík mentén K-ies vergenciájú feltolódások következtek be. A plasztikusabb részeken erőteljesen lapult, kihengerelt, kötegesen megjelenő fekvőredő csoport határain lapos dőlésű elmozdulások érzékelhetők, miközben a rendszer haránttörései (lásd Palota Szállóval szemközti sziklafal) jobbos vetőkként funkcionáltak. A torlódás által lefedett K-i szegély triász mészkövei erőteljes deformációt szenvedtek, de megmenekültek a korai lepusztulástól, míg a rendszer Ny-i részein feltolódó anyag a paleozoikum különböző mélységű rétegtani szintjéig lepusztult. Hasonló jelenségek a völgy D-i oldalán szintén kimutathatók, de az É-i völgyoldalhoz képest térbeli eltolódásokkal.

Az ÉNy-i vergenciájú, időben másodrendű, de feltehetőleg már a krétában kezdődő kompressziók (P_{II}) deformációs hatása szintén több hullámban nyomon követhető. Bár a jelei néhol markánsan jelen vannak, a felszín közelében nem okozott olyan jellegű és mértékű gyűrődéseket – különösen diszharmonikus mikrogyűrődéseket nem –, amilyenek az elsődleges térrövidüléskor létrejöttek. Az előző mozgások során megtorlódó, kiemelkedő gyűrűt összlet nagyrészt már egy a korábnál jóval ridegebb, konszolidáltabb közettömeggé vált, így a másodlagos (P_{II}) hatások gyakran csak redőszerű töréses profilokat alakítottak ki egyes szerkezeti blokkhatárokon, s csak alárendelten okozták a mélyebb helyzetű primer redőrendszer hasonló jellegű felülbélyegzését. Ahol hatására torlódásos, elfordulásos vagy feltolódásos jelenségek játszódtak le, ott alakultak ki az általa létrehozott blokkhatárok (DK, ÉNy), amelyeken belül vergencia irányai jól mérhetők. Míg az elsődleges gyűrődések a völgy teljes hosszában kimutathatók mindkét völgyoldalon – gyakran elmosódó rajzolatokként beleolvadva a mészkőtömeg korrodált felszínébe –, a másodlagos deformációk főként a szerkezeti blokkok ÉNy felé irányuló homlokfrontjain és az ezekhez közeli mellékvölgyi kőzetfeltárásokon érzékelhetők legjobban. Ahol a két rendszer elemei közel azonos hatékonysággal deformálták törve-gyűrve a közzettesteket azok blokkzegélyein, ott igen erőteljesen töredezett, apró, szinte murva méretűvé széteső, bonyolult rajzolatú felszín alakult ki (pl. a Jávorkútra fölvezető út felső szakasza, a Közép-Garadnai kőbánya V. fejtési szint középső szakasza).

A fellazult szerkezeti blokkhatárok mentén a másodlagos erőhatások – ahol az eredő erő tompaszögben érte az elsődleges deformációs frontokat – számos helyen változó mértékig megpróbálták beforgatni azokat a saját nyomásirányuknak leginkább megfelelő ortogonális helyzetbe. E szuperpozíció eredményeként szubvertikális „S” alakú deformációk jöttek létre, gyakran 1-5m-es távolságú palásodott szakaszok közé zárva, a hullámokhoz hasonló sűrűsödésekkel és ritkulásokkal.

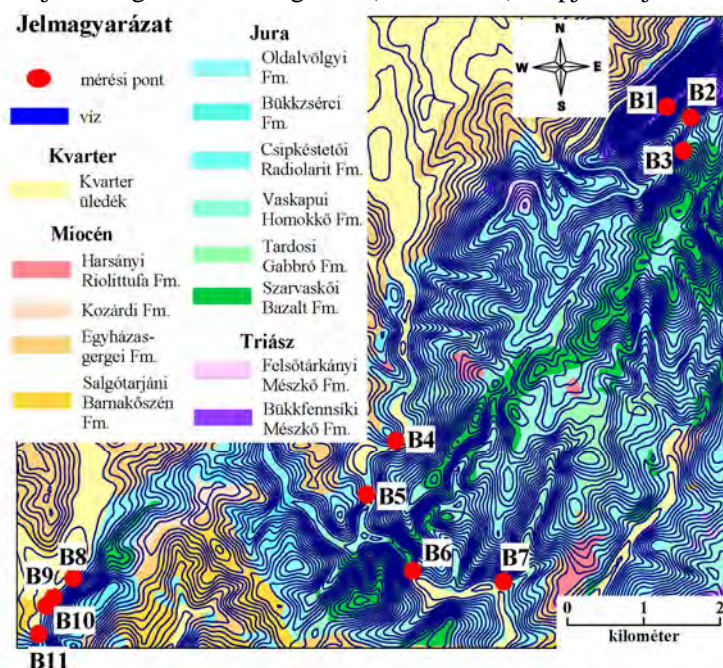
A két erőhatás (P_I és P_{II}) később, kisebb intenzitással, felváltva deformálta egymás elemeit, majd együttesen léptek föl és erőteljesen átrendezték a hegység képét, eredőjük északias irányába orientálta a fő szerkezeti elemeket. E többször ismétlődő jelenségben az események előrehaladásával a másodlagos erőhatások dominanciája mind jobban érvényesült, ami az északias torlódások redőfrontjain rotációs szétdarabolódást idézett elő ÉNy-ias elfordulási iránnyal. A Garadna-völgy nagy része ilyen összetett rendszerhez kapcsolható blokkhatár, redőhatár, feltolódási, tönkremeneteli határ, mely

egy olyan északias vergenciájú redő fronthomloka mentén halad, amelynek hol a föl-, hol a meredeken leszálló szárnyait látjuk. Egyes völgyszakaszok kisebb elvetődések mentén eltolódtak és néhol cikk-cakkos szakaszokra bontva követik a K-Ny-i főcsapást, mely a harmadik rendszer (P_{III}) főeleme, diagonális mellékvölgyei pedig az elsődleges (P_I) és másodlagos (P_{II}) erőrendszer blokkhatárai.

Mind a mellékvölgyek, mind pedig a közeli barlangok járatainak csapásirányai jól kimutatható szoros korrelációt mutatnak az egymás elemeit megújító szuperpozíciós rendszer helyileg jellemző főirányaival. A többé-kevésbé konzekvens jelleget mutató szerkezeti tömbök méretei a Garadna-völgy környezetében 0,5-2,0km kiterjedésűek, közöttük pedig 5-15°-os szögeltérések tapasztalhatók.

7.2. Bátor – Bélkő mérési körzet

A 6.1. ábrán 3-as számmal jelölt terület a Bükk Ny-i peremén található. A mezozoós képződmények szerkezeti jellemzőit a Darnó-vonal közelében előbukkanó, jura sziliciklasztos, valamint magmás képződmények, illetve a Bél-kő környékén található triász mészkő és jura magmatitok vizsgálata (7.2.1. ábra) alapján adjuk meg.

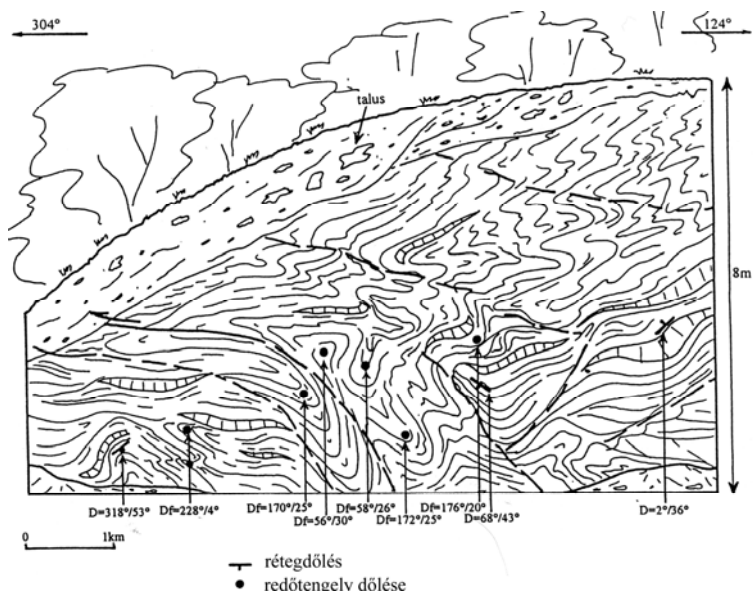


7.2.1. ábra: A Bátor – Békő mérési körzet földtani térképe (GYALOG 2005 és PELIKÁN 2005 alapján)

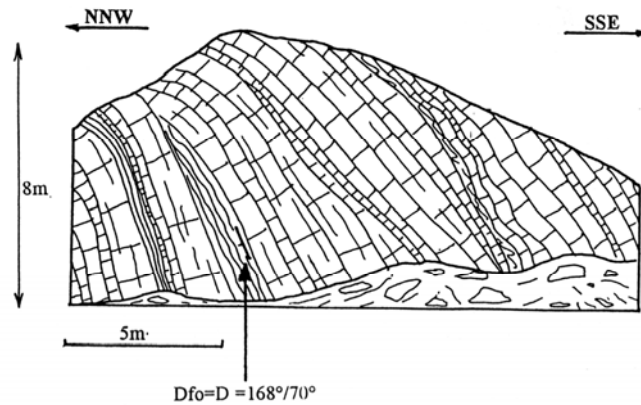
7.2.1. Bátori szelvény sor (B8-11)

A Bátor – Egerbakta közötti tektonikus-eróziós völgyben, főleg annak K-i oldalán feltáruló kőzetek a szarvaskői ofiolit komplexum és a DNy-i Bükk pelágikus jura rétegsorának legnyugatibb feltárásosozata.

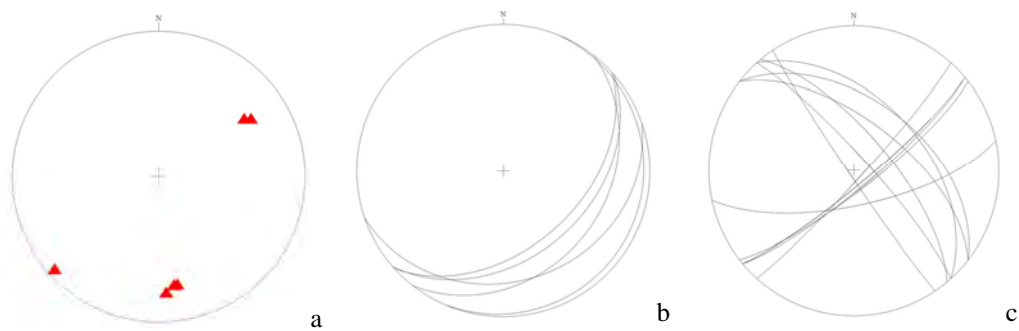
Anyagában együtt jelenik meg az Oldalvölgyi Formációra jellemző agyapala, amelyben aleurolit-metahomokkő részletek is megfigyelhetők, radiolarit és lencsés,



7.2.2. ábra: A Bátor I-es szelvény aleurolitpala feltárása a mért szerkezeti elemekkel



7.2.3. ábra: A Bél-kő felső bányaudvarának jellegzetes mészkőfeltárása, meredeken élére állított réteggel és réteglap menti enyhe palássággal



7.2.4. ábra: A Bátor I-es szelvény redő tengelyeinek (a), a II-es szelvény palássági síkjainak (b) és a Bél-kő egy feltárásán mért palássági síkok és haránttörések (c) sztereogramjai



7.2.5. ábra: A Bél-kő látképe a ciszterci apátsággal az előtérben



7.2.6. ábra: Párnaláva szerkezetek az erősen összetört bazaltban a Bél-kő közelében (DK-i oldalán) (fotó: Sütő László)

illetve lemezes mészkő közbetelepülésekkel. Ezzel az összlettel keverten, illetve közénymulva jelenik meg néhány helyen bazalt, illetve dolerit (diabáz), ami a Szarvaskő – Darnó-hegy közötti ofiolitok kapcsolatát jelzi. A szelvényt két szakaszra osztottuk. A Bátor DK-i szélén a Mogyorós-oldal aljában nyitott kőbányától a bükkszéki Leányvárig tartó északabbi szakaszt nevezzük bátori szelvénytornak.

A 30m széles és 20m magas B8 feltárás egy meredeken lejtő bicskabánya fejtési fala, amelyben főleg gyúrt agyagpala látható kis méretű kvarcit lencsékkel. Az udvar felső szegélyén vékony, kőzettörmelékes talajtakaró alatt közel K–Ny-i, csaknem merőleges tengelydőlésű, szinuszhullám-szerű gyüredezés látható az agyagpalában. Az udvar Ny-i részén nyugodtabb településű az összlet. ÉNy-i vergenciájú gyűrődések, lemezes kihengerlődések láthatók (7.2.2. *ábra*). Törmelékben gyakoriak a domború, gyúrt rétegekből származó darabok, ahol a külső burkot rendszerint plasztikusabban, jobban deformálódó, helyenként kovás agyagpala alkotja, míg belsejében klivázsszerűen áttört, morzsolt, kihengerelt, hajlított végű, kényszergyúrt kovapala vagy erősebben kovásodott agyagpala található.

A B8 szelvénytől 100m-re, a falu D-i határával egyvonalban a műút K-i oldalán található a B9 szelvény, amelyben – néhol kőzettörmelékkel fedetten – ugyanazon kőzettípussal találkozhatunk, mint az I-es szelvényben. Az összlet többször szenvedett tektonikus igénybevételt, amit a törésrendszerek változatossága bizonyít, de az uralkodó deformációs elemek P_{II} erőrendszeréhez tartoznak (7.2.4. *ábra*). A B10 feltárásban az agyagpala mellett egy 30cm vastag, sötétszürke, fekete mészkőpad is megjelenik. Ennek DK-i irányba dőlő rétegfelzárka közel párhuzamos a környéken lévő agyagpalák palássági síkjával. A feltárás egy aszimmetrikus antiklinális D-i szárnya. Az aszimmetrikus szerkezetben egy nagyobb redőn belül kisebb méretű, diszharmonikus redők ágazódnak be változó tengelyirányokkal. A rétegsor viszonylag konszolidált lehetett, amikor a legerősebb tektonikai hatások érték. Emiatt sok helyen figyelhető meg benne az anyag rideg viselkedése és deformációkkal szembeni ellenállóbb volta. Az erőhatás a rétegeket minimális kitérésre tudta csak készíteni, de anyagukat a nyomásirányra merőleges, görbült felületek mentén haránttörte, s az ezek mentén a kisebb eltolódások miatt karcos vetőfelszínnek és breccsazónak alakultak ki.

7.2.2. Bél-kő környéke (B4-7)

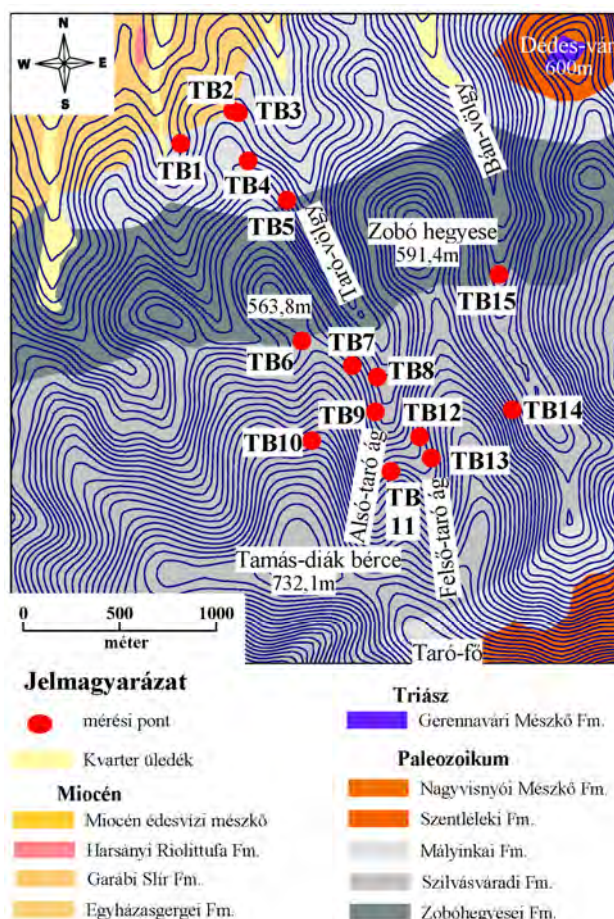
A Bükk talán legimpozánsabb fennsíkperemi „köve” a bélapátfalvi ciszterci apátság fölé tornyosuló Bél-kő, melynek mai képét a csaknem 100 évig tartó bányászat eredményeképpen tanulmányozhatjuk (7.2.5. *ábra*). A Bél-kő a Bükk-fennsík legnyugatibb, kitolt frontja, ahol a meredek, élére állított palássági felszínnek mentén pikkelyekbe feltölt kőzet ÉNy-i vergenciát mutat (7.2.3. *ábra*). Egyetértünk BARÁZ et al. (2003), illetve PELIKÁN (2005) megfigyelésével, miszerint a mészkő erőteljesen gyűrődött, majd a gyűrődési tengelysíkkel párhuzamosan palásodott. A palássági síkok és az ezeket felszabdáló haránttörések is arra utalnak, hogy P_{II} erőrendszer dominanciája olyan erős (7.2.4. *ábra*), hogy P_I szerkezeti elemei alig észlelhetők és mérhetők. A Garadna-völgy példáján (7.1. alfejezet) is láthattuk, hogy a DK felől ható P_{II} erőrendszer deformációja és szerkezeti elemei az átellenes ÉNy-i hegységperemen dominálnak legerősebben, s ez a Bél-kő esetében is igaz.

A Bél-kő D-i és K-i előterében megjelenő jura bazalt, illetve dolerit (diabáz) törésekkel sűrűn átjárt, illetve több helyen párnaláva szerkezetet mutató kőzetében

(7.2.6. ábra) néhány helyen egyértelműen azonosítani lehetett tektonikus eredetű felületeket is. Ezek nagy része szintén ÉNy-i vergenciájú feltolódásokhoz kapcsolódik, illetve a Bükk-fennsík mészkőtömegének torló hatására kialakuló, fiatal, DK-i vergenciájú visszapikkelyeződési felület. Ezek szintén a P_{II} erőrendszer dominanciáját támasztják alá.

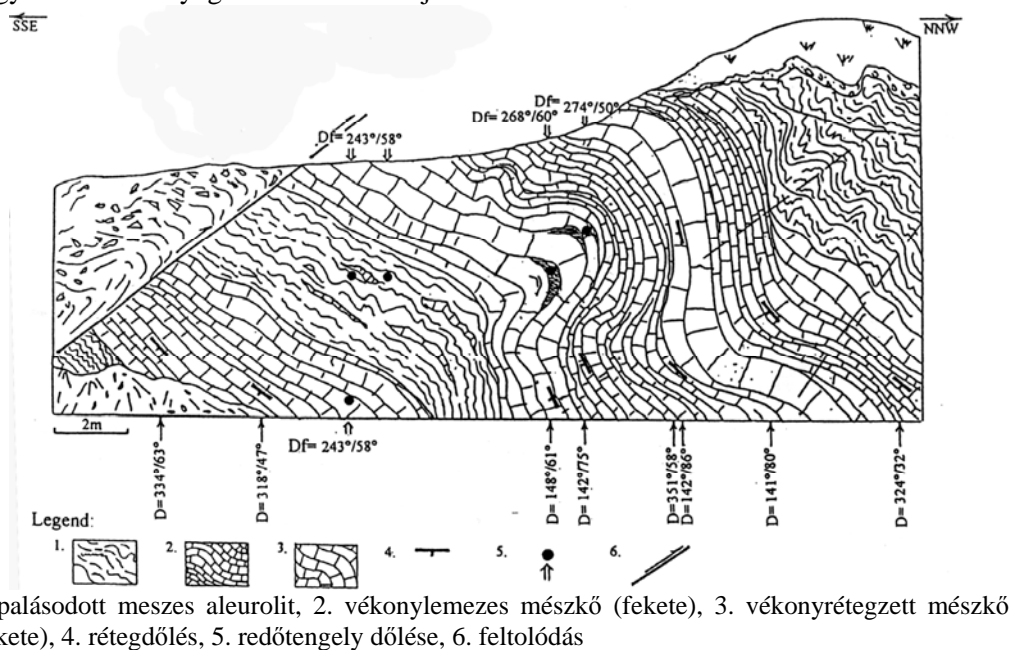
7.3. Taró-völgy – Bán-völgy mérési körzet

A 6.1. ábra 4. számú területe kb. 7km² kiterjedésű. Az Észak-bükki-antiklinális közepső, illetve K-i zónájában található, a Szilvás-, illetve a Bán-pataktól D-re a Taró-főig húzódik. A területet alkotó karbon korú képződmények (Zobóhegyesei, Szilvásváradai, Mályinkai Formációk) 15 feltárásán végeztünk szerkezetföldtani vizsgálatokat (7.3.1. ábra). A három formáció megjelenése meglehetősen hasonló. A Zobóhegyesei, illetve a Mályinkai Formációban mészkő betelepülések is megjelennek. Ezek makroszkóposan hasonlítanak egymásra, de biofáciesük eltérő (PELIKÁN 2005), valamint a Zobóhegyesei Formáció mészkőve erősen préselt, átkristályosodott szövetet mutat.

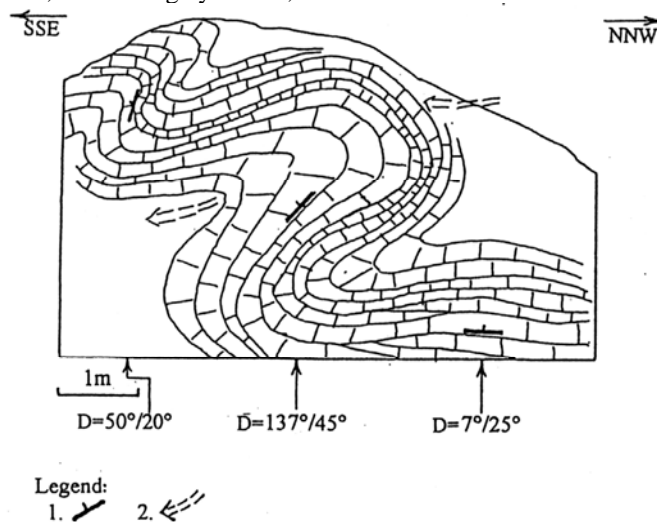


7.3.1. ábra: A Taró-völgy – Bán-völgy mérési körzet földtani térképe a mérési pontokkal

A Mályinkai Formáció Taróvölgyi Konglomerátum Tagozatának típusfeltárása a TB1 mérési pont. Az általunk gyűjtött 22kg-nyi kavicsminta elemzése PELIKÁN (2005) megállapításától némileg eltérő eredményeket hozott. A domináns frakció mérete a mi mintákban nem 1-3cm, hanem 3-6cm, de a 6-12cm-es frakció is jelentős. PELIKÁN (2005) véleménye szerint a konglomerátum anyaga elsősorban kvarcit, alárendelten metahomokkő, míg mészkövet elvétele tartalmaz. A mi mintákban azonban a Mályinkai Formáció mészkövére hasonló mészkövek jelentették a domináns anyagot, alárendelt metahomokkő mennyiséggel és ritkán kvarcit megjelenésével. Mindez azt is jelezheti, hogy az összlet anyagában variabilitás jellemző.

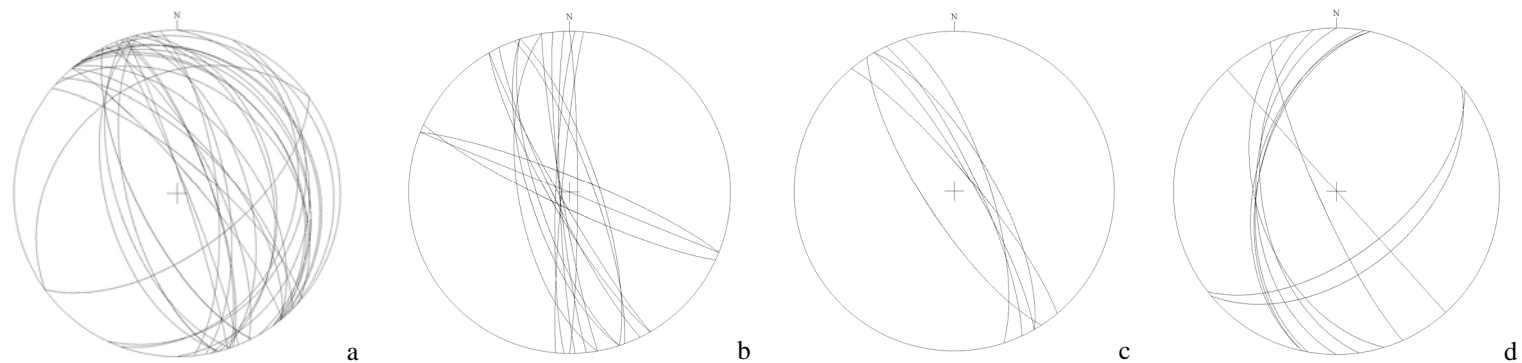


1. palásodott meszes aleurolit, 2. vékonylemezkes mészkő (fekete), 3. vékonyrétegzett mészkő (fekete), 4. rétegdőlés, 5. redőtengely dőlése, 6. feltolódás

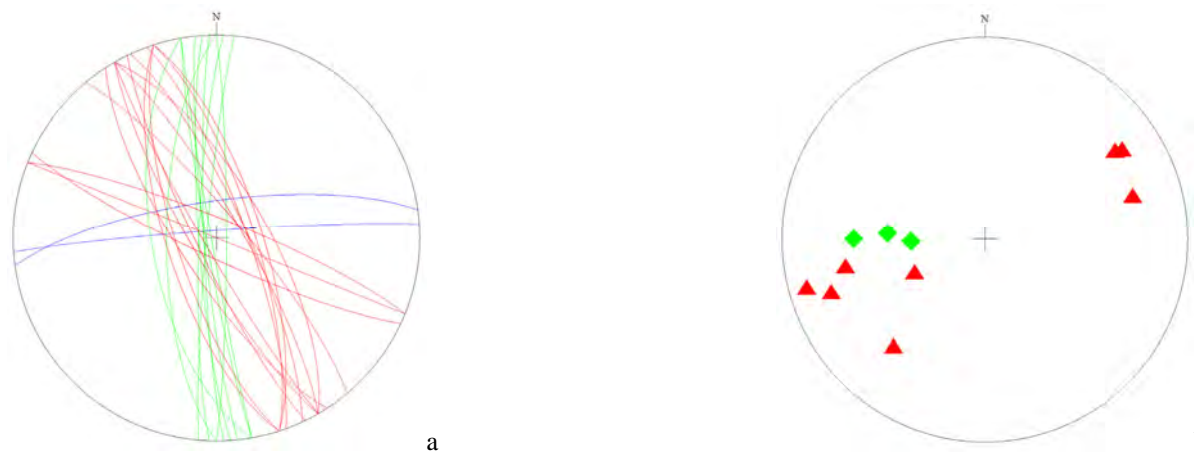


1. rétegdőlés (D), 2. redőtengely dőlése

7.3.2. ábra: A Taró-völgy 5. sz. mérési pontjának két szelvényrészlete



7.3.3. ábra: A Taró-völgy – Bán-völgy mérési körzet egyes feltárásaiban mért szerkezeti elemek sztereogramjai: 5. mérési pont konjugált litoklázisai (a), 10. mérési pont (b), illetve a 11. mérési pont (c) haránttörései, a 15. mérési pont törései (d)



7.3.4. ábra: A Taró-völgy – Bán-völgy mérési körzet feltárásaiban mért haránttörések (a) és redőtengelyek (b) összesített sztereogramjai

Mivel a mérési körzet a Bükk hegység É-i, ÉNy-i peremén húzódik nem meglepő, hogy elsősorban P_{III}, illetve P_{II} dominanciája (7.3.2. és 7.3.3. ábra) látható a feltárások szerkezeti elemeiben. A TB5 mérési pont lemezes fekete mészkő és palás aleurolit összlet gyűrt rendszerét tárja fel (7.3.2. ábra). A lemezes mészkő 5-10m vastag rétegekötegei ágyazódnak a karbonátban szegényebb, agyagos, aleuritos, palásodott összletbe, szinkron rétegzéssel. A rétegsort többször érthette hasonló jellegű igénybevétel, melyben a támadási irányok kisebb változásai figyelhetők meg, a redőtengelyek deformálódása, elhajlása és elnyíródása formájában. Az első gyűrődést az összlet valószínűleg még félplasztikus állapotban szenvedhette el, nem túl nagy lefedettség mellett. Erre utalnak a réteglap menti elcsúszások, valamint a mészkőszávok közé települt agyagos aleurolit diszharmonikus redőződése is.

A feltárásban a palásodás és a gyűrődések (7.3.2. ábra), valamint a konjugált litoklázisok (7.3.3. ábra 'a' diagramja) is főként az ÉNy-i vergenciájú P_{II} hatására jöttek létre, s ennek az erőrendszernek a dominanciáját mutatják. Igen alárendelten P_I konjugált litoklázisai is mérhetők voltak. P_{II} jobb oldali konjugált litoklázisainak elrendeződése az óramutató járásával ellentétes irányú rotációra utal, ami már P_{III} hatását jelzi. A feltárás határoló szerkezetei, illetve egyes gyűrődések elfordulása É-ias vergenciába szintén P_{III} hatását mutatják.

A TB10 szelvény feltárásában „tetőfedő” agyagpala bukkan elő, amelynek a mállott felületei barnásszürkék vagy mangános-limonitos lepedékekkel fedettek, barnás-fekete foltosak. Eltörve a kőzet sötétszürke-szürkésfekete, melyben mm-es vastagságú rétegzés figyelhető meg, mutatva az anyag finom, ritmikus minőségi változásait. Emiatt a kőzet friss törési, kevésbé mállott felületein sávozottnak tűnik. A paláság síkja a rétegződés síkjával azonos vagy azzal nagyon hegyes szöveget zár be. A kimért haránttörések (7.3.3. ábra 'b' diagramja) is arra utalnak, hogy a fő nyomóerő vergencia iránya itt ÉÉNy-i lehetett.

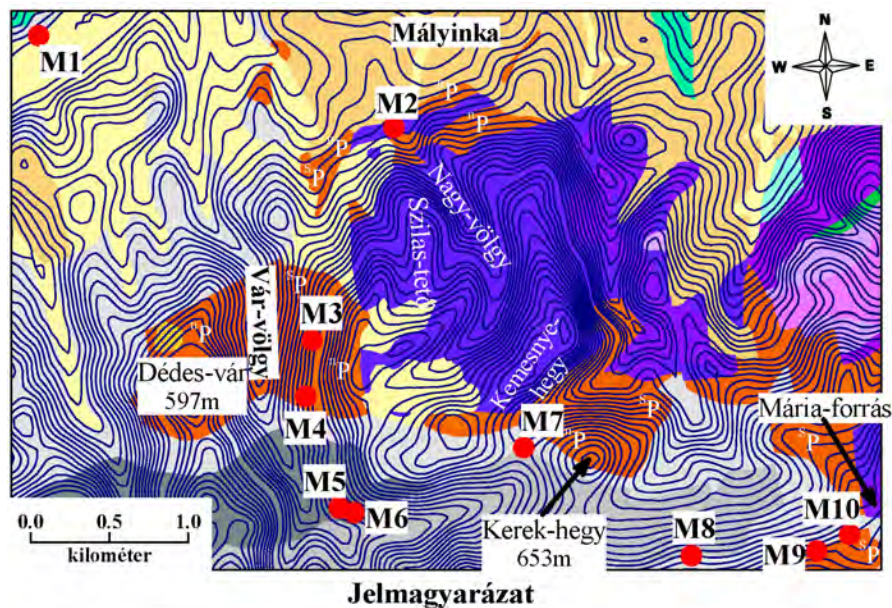
A TB11 mérési pontban csak P_{II} haránttörései jelennek meg (7.3.3. ábra 'c' diagramja).

A Bán-völgyben feltáruló agyagpalán (TB15 mérési pont) a P_{II} erőrendszer lapos, DK-i dőlésű palásági síkjait, meredek haránttöréseit, valamint Ny-ÉNy-i dőlésű, bal oldali konjugált litoklázisait mértük ki (7.3.3. ábra 'd' diagram).

Az összesített diagramok (7.3.4. ábra) is arra utalnak, hogy a területen P_{II}, valamint P_{III} dominanciája érvényesül. A morfológiai képen meredek lejtőkkel jellemzett, É-D-i csapásirányú völgyek és köztes gerincek dominálnak. Ezek elsősorban a határoló szerkezeteket és a nagyformákat meghatározó P_{III} erőrendszer haránttöréseit, valamint részben a konjugált litoklázisokat követik (7.3.1. ábra).

7.4. Mária-forrás – Szalacsi-kő mérési körzet

A Bükk É-i peremén, a Farkas-nyaki elágazástól É-ra eső, 5. számú terület (6.1. ábra) nagyrészt paleozoos képződményekből épül fel. A körzetet 10 szelvényezési pontban mért szerkezeti elemek alapján jellemezzük (7.4.1. ábra). Ebbe a körzetbe soroltuk – bár az előző körzethez is tartozhatna – a bükki paleozoikum egyik legészakibb előfordulását, a Bán-völgyében húzódó, kb. 15m magas sziklafalat (Szalacsi-kő, M1), amely a Mályinkai Formáció mészkövét tárja fel (7.4.1. ábra).



7.4.1. ábra: A Mátyás-hegy – Szalacsi-kő mérési körzet földtani térképe a mérési pontok elhelyezkedésével

A 10 mérési, illetve szelvényezési pont több helyen összevont, nagyobb terület lefedő alkörzetként fogható fel, mivel a Mátyás-hegytől a Mártus-kőig (M5-M6 mérési pontok) terjedő területen számos kis feltárásban mértünk ki egy-két szerkezeti elemet, amelyeket azután valamely nagyobb számú mért elemmel rendelkező mérési ponthoz soroltunk. Ugyanez történt a Mátyás-hegy környékén lévő sziklakibúvások esetében is, ahol az M9 és M10 mérési pontok mellett, azokhoz igen közel még 8-10 helyen történt néhány szerkezeti elem kimérése.

A 6.1. ábrán láthatjuk, hogy a Bükk paleozóos peremének az É-i és a K-i szegélyzónájában található ez a mérési körzet. K-ról a Kis-fennsík előretolt frontja torlódik a paleozóos képződmények közé. Ennek következtében e határzónában rendkívül erősen összetört képződményekkel is találkozhatunk, illetve a földtani képződmények foltjai is mozaikosan jelennek meg (7.4.1. ábra). Mérési pontjaink tulajdonképpen még mindig a paleozóos képződményekre koncentrálnak, azok peremi deformációit mutatják be. Egyedül az M2 jellemzi az alsó-triász Gerennavári Formáció mészkövét Mátyás-hegy D-i határában, egy kis méretű kőfejtő megmaradt falán.

Az M1 mérési pont a Bán-patak mellett futó, Nekézsenyt és Dédestapolcsányt összekötő műút É-i oldalán található Szalacsi-kő feltárása (7.4.2. ábra). Az itt feltároló mészkő erősen meggyötört állapotú, D felé dőlő hullámos lefutású felületeket mutat. A feltárás Ny-i peremén É-i vergenciájú feltolódásra utaló vetőkarcok nyomozhatók. A feltárás középső zónájában a DK-i dőlésű, hullámos redőfelszín P_{II} redőződéséhez tartozhat, melynek redőtengelye ÉK felé dől. A feltárást K-ről burkoló redőfelszín szintén P_{II} elemei lehetnek csak lényegesen nyugatiasabb vergenciával. A feltárás K-i zónájában látható nagy méretű törésvonalak (7.4.2. ábra) $290-300^\circ$ irányába dőlő visszapikkelyeződési felületek lehetnek.



7.4.2. ábra: A Szalacsi-kő feltárása a mérhető szerkezeti elemek sztereogramjával

Mályinka D-i határában egy egészen kis méretű egykori anyagnyerőhelyen feltárol a Gerennavári Mészkő. A fejtési fal P_{II} haránttörése, melyben 3-4, egymással párhuzamos ÉNy-i vergenciájú feltolódási felület mérhető. A haránttörés felületébe préselődve P_I redői láthatók és mérhetők (7.4.3. ábra). Feltehető, hogy P_I szerkezeteit P_{II} , valamint P_{III} későbbi fázisai préselték P_{II} haránttörésének felszínébe.

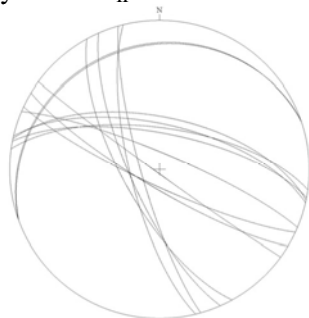


7.4.3. ábra: P_I redők belepréselve P_{II} haránttörésének felszínébe Mályinka D-i határában

D felé haladva a Szilas-tető Ny-i oldalában áthaladunk a Dédesi-várhegyen keresztülfutó, csaknem Ny-K-i csapású pikkelyfront feltolódási zónáján. A feltolódás mentén erőteljes szerkezeti igénybevételre utal a sűrű törmelékben előforduló erősen

breccásodott kőzetanyag. Az M4 mérési pontban (7.4.1. ábra) a Nagyvisnyói Mészkö anyagán mérhetjük ki az É-ias vergenciájú feltolódás szerkezeti elemeit.

A 7.4.4. ábra P_{II} erőrendszer ÉNy-i vergenciájú feltolódási zónájának haránttöréseit, valamint jobb és bal oldali konjugált litoklázisait mutatja be. A konjugált litoklázisokból azonosítható támadási irány valamivel északiasabb feszültségtérre utal, mint a haránttörések, ami feltehetően az egész hegységre jellemző, az óramutató járásával ellentétes rotáció következménye lehet P_{II} erőrendszerében.



7.4.4. ábra: A Szilas-tető Ny-i oldalában az M4 mérési pont mészkövén mért szerkezeti elemek sztereogramja

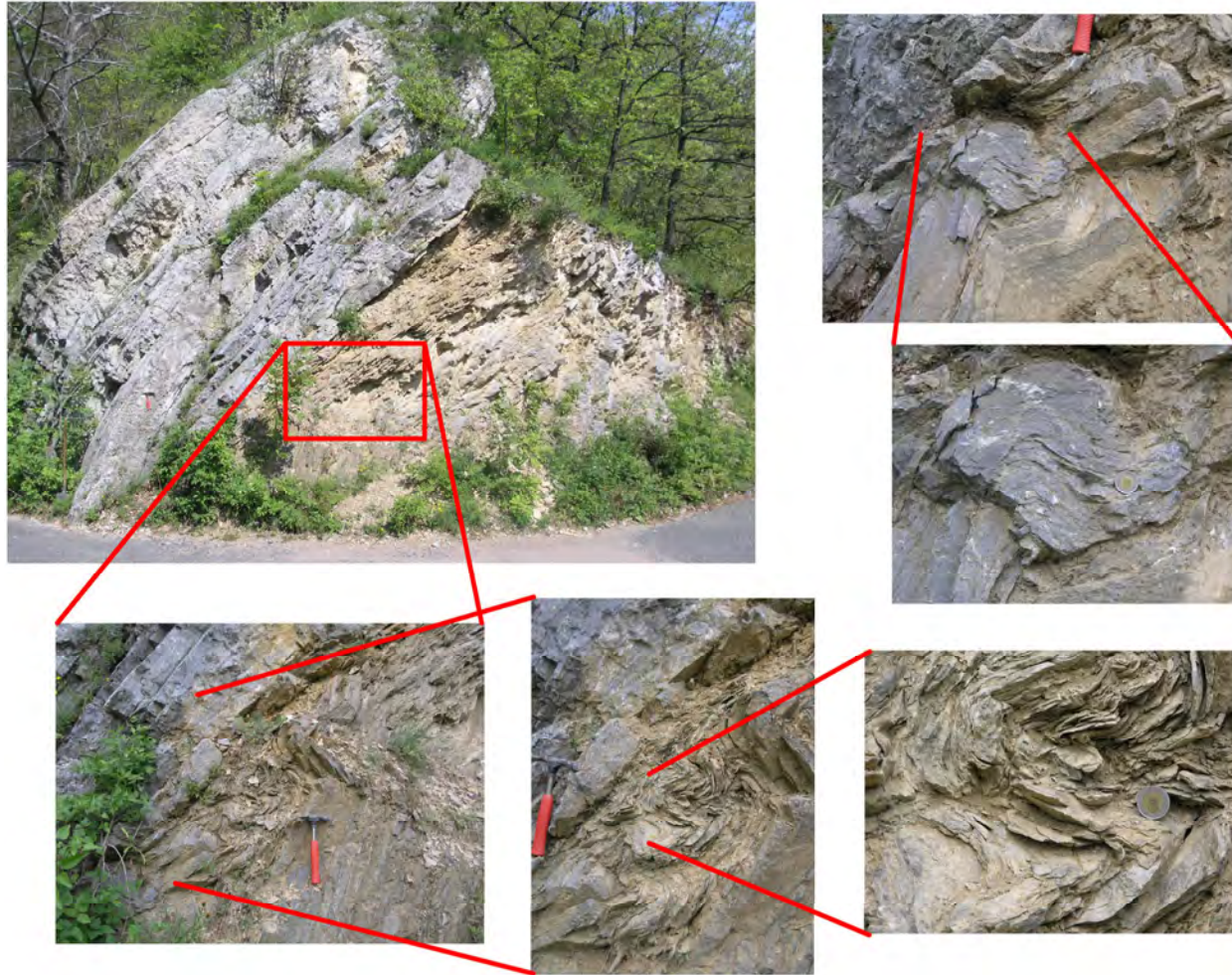
A P_{II} erőrendszer redőződésének egyik legszebb feltárását néhány száz méterrel délebbre találjuk a Mályinkáról a Farkas-nyaki elágazás felé vezető műút bevágásában az M5 mérési pontban. A Mártus-kő közelében lévő sziklafal a vastaglemezes-vékonylemezes és mikrorétegzett mészkövek váltakozását tárja fel (7.4.5. ábra). Anyaga szürkésfekete színű, kalciteres mészkő (Nagyvisnyói Mészkö Formáció). A kalciterek irányítottága többirányú szerkezeti igénybevételt mutat. Az összlet rétegzése csaknem egybeesik a palássággal.

Az összletet többszöri erőhatás érte feltehetően főleg D-DK felől, amelynek terhelését a feltárás egyes részei eltérő módon vették fel. A réteglap menti palásodás miatt felerősödött a lamináltság és a réteglap menti elcsúszások mentén kalcit bevonatú vetőtükrök alakultak ki. Az összlet feltehetően visszapikkelyezett, a palássági felületek enyhén görbültek, ezek mentén DNy-ÉK-i tengelyű redőzések (7.4.6. ábra 'd' diagram) alakultak ki. Ezek a vastaglemezes kőzetben nagyon lapos ívűek (7.4.5., 7.4.6. ábra), a mikrorétegzettben szilvamagszerű rajzolatokat formálnak a kisebb aszimmetrikus redők, a mikrolemezes változatban pedig erős hullámosság, illetve egy diszharmonikus redőgóc figyelhető meg (7.4.5. ábra).

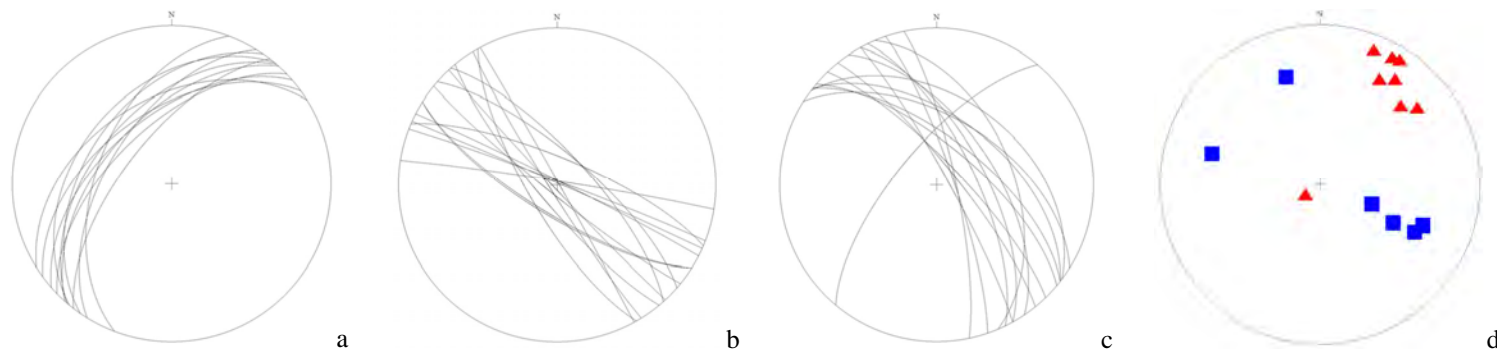
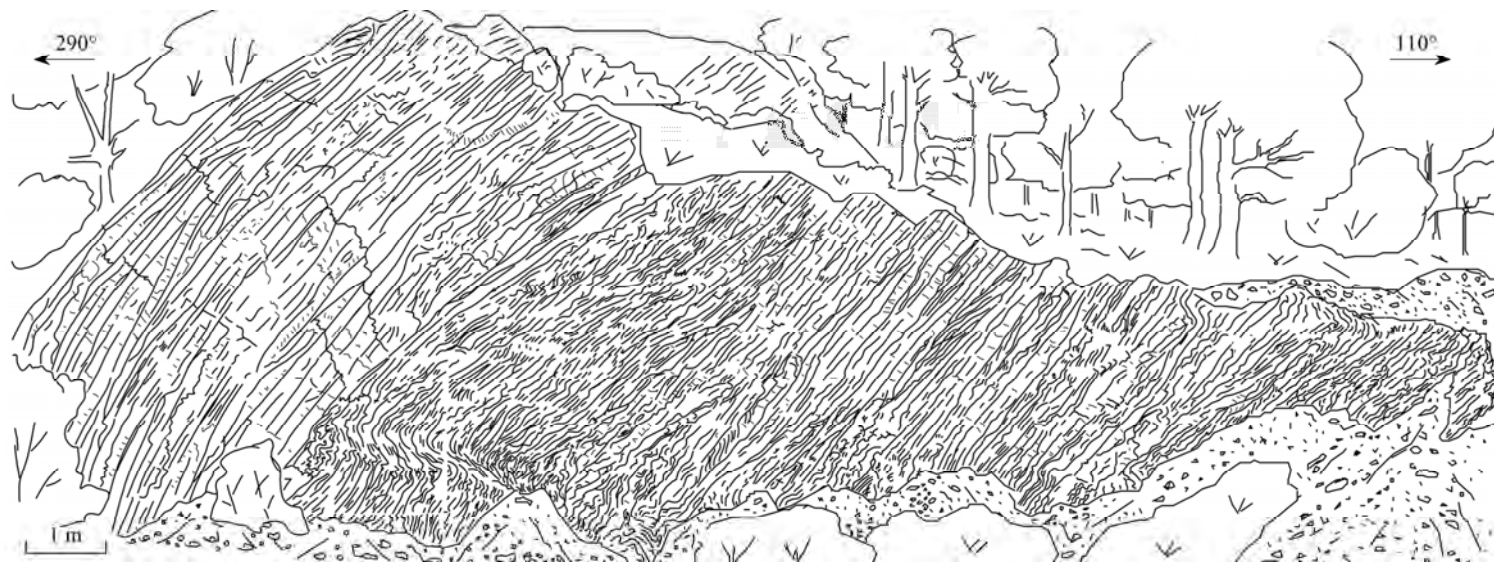
A 7.4.6. ábra 'a', 'b' és 'c' diagramjain látható, hogy a feltárásban mért palássági síkok, haránttörések és konjugált litoklázisok is mind P_{II} szerkezeti elemei. A feltárásban dominál a P_{II} erőrendszer, ahogy a terület nagy részén is. P_I elemei csupán néhány diszharmonikus redőződés formájában jelennek meg, felülbélyegezve.

A Mária-forrás környékén előforduló sziklakibúvások annyiban árnyalják az eddig kirajzolódó képet, hogy e délebbi területen, a nagyobb sziklák préselt felületein, számos helyen mérhetők P_I szerkezeti elemei is. Haránttörései és redői is láthatók, így ezek is megjelennek az összefoglaló sztereogramokban (7.4.7. ábra).

A mérési körzet feltárásain mért haránttörések (7.4.7. ábra 'a' diagram) között mindhárom erőrendszer elemeit azonosíthatjuk. Legnagyobb számban a domináns P_{II}



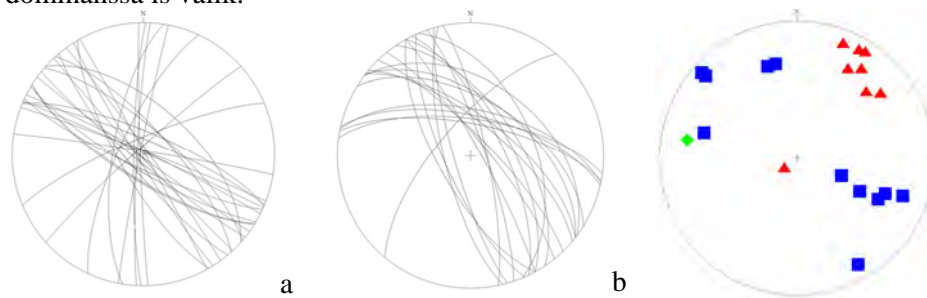
7.4.5. ábra: A Mártus-kő melletti útbevágás sziklafelszíne P_{II} nagy ívű redőződésével, valamint diszharmonikus mikroredővel



7.4.6. ábra: A Mártus-kő melletti útbevágás feltárása, valamint a palásági síkok (a), haránttörések (b), konjugált litoklázisok (c) és redőtengelyek (d) sztereogramjai

erőrendszer haránttörései jelennek meg, kisebb számban pedig P_{III} haránttörései mérhetők. A konjugált litoklázisok (7.4.7. ábra 'b' diagram) között uralkodik a domináns P_{II} erőrendszer, annak is a jobb oldali konjugáltjai mérhetők legnagyobb számban.

A törések ugyanakkor több csoportot alkotnak, ami az előzőekkel együtt a P_{II} támadási irányában bekövetkező, az óramutató járásával ellentétes rotációra utal. A redőtengelyek között ismét megjelenik a P_{III} erőrendszer is, amely néhány területrészen dominánssá is válik.



7.4.7. ábra: A Mária-forrás – Szalacsi-kő mérési körzetben mért haránttörések (a), konjugált litoklázisok (b) és redőtengelyek (c) sztereogramjai

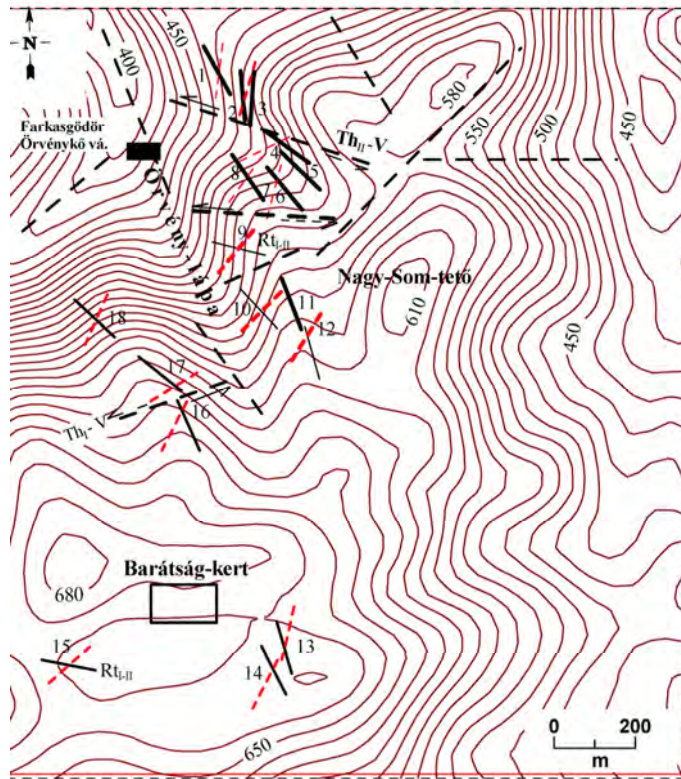
A mérési eredmények alapján a mérési körzet területe É felé kitolt pikkelyfront, amely egy a P_{II} , illetve P_{III} haránttörései mentén előretolt blokk. E blokk É-i része a Kemesnye-hegy és Mályinka között a Kis-fennsík alapvetően triász képződményekből felépülő Ny-i szegélyzónája. Így e területrészen a P_{II} erőrendszer elemeinek dominanciája megfelel a hegység egészében észlelt blokkzegély viselkedésének (az erőhatások támadási irányával áttellenes blokkzegélyen érvényes dominancia). A mérési körzet D-i, DNy-i része a Kapu-bérc és a Mária-forrás környékén viszont a bükk paleozoikum területegységének a K-i szegélyzónája, ahol a DNy felől ható P_I erőrendszer megjelenése felerősödik. Dominánssá nem tud válni, hiszen összességében a hegység É-i peremének középső zónájában vagyunk, ahol szinte alig jelennek meg P_I elemei.

7.5. Barátság-kert – Farkas-gödör mérési körzet

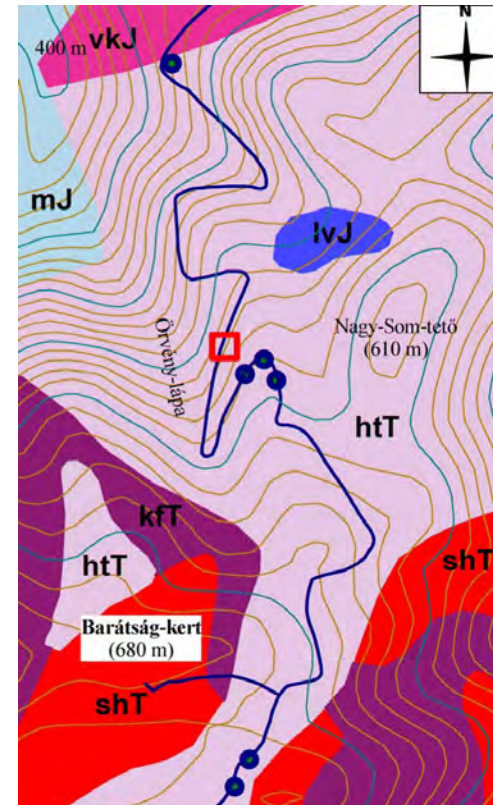
A Kis-fennsíkon keresztülvezető erdészeti út mentén, 280ha-nyi területen sorakozó 17 feltárás képezte mikrotektonikai vizsgálatunk tárgyát (6.1. ábra 6., 7.5.1. ábra). Itt a hegységperemen a fokozódó térszintagolódás láthatóvá tette, hogyan orientálódnak a morfológiai elemek a szerkezeti főirányokhoz. A mért teljes együttes szelvényhossz 350m volt, valamennyi a Hegyestetői és Kisfennsíki Mészkö Formációban. Ezek hasonló tűzkő betelepüléssel, márgás, vastag- és vékonylemez mészkövek.

7.5.1. Mikrotektonikai felvételek tapasztalatai

Mintaként az 1. sz. tereppont szelvényfotóját mutatjuk be (7.5.2. ábra), ahol gyűrődések sorozatát látjuk, enyhén deformálva a másodlagos erőhatások által. A kőzet eredeti rétegzése és enyhe primer palásodása gyakorlatilag egybeesik, s ennek létrejöttét követően következett be a képen látható redőződés. Bár e feltárásban ez kevésbé látható,



- Elsődleges redőntengely csapása
- Másodlagos redőntengely csapása
- Észlelési, mérési és szelvényezési pontok
- Másodlagos redő haránt-törésén kialakult vető
- Elsődleges redő haránt-törésén kialakult vető



- | Jura | Triász |
|---------------------|---------------------------------|
| Mónosbéli Fm | Kisfennsíkai Mészkö Fm |
| Lökvolgyi Fm | Hegyestetői Fm |
| Vaskapui Homokkő Fm | Szentistvánhegyi Metaandezit Fm |

7.5.1. ábra: A kisfennsíkai modellterület topográfiai és földtani térképe a méréspontok és a gyűrődéses, töréses szerkezeti főelemek feltüntetésével

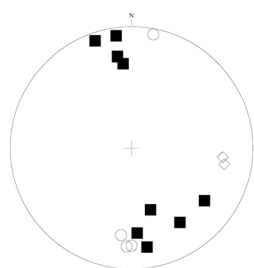
a kisebb (dm-es) és a kép léptékénél nagyobb (20-100m-es) gyűrt formákban egyaránt megfigyelhető a diszharmonia. Ennek okai a rétegsor különböző részein eltérőek lehetnek (pl.: kőzetminőség, eredeti települési helyzet).

A képen látható redősor redőtengely iránya a regionálisan kimutatható elsődleges (korai kréta időszi?) redőződés átlagos tengelyirányához képest kis mértékben deformált, az óramutató járásával ellentétes irányban rotációsán torzult.



7.5.2. ábra: A szerkezet-morfogenetikai mintaterület 1. sz. mérési pontjának szelvény feltárása Farkasgödörnél

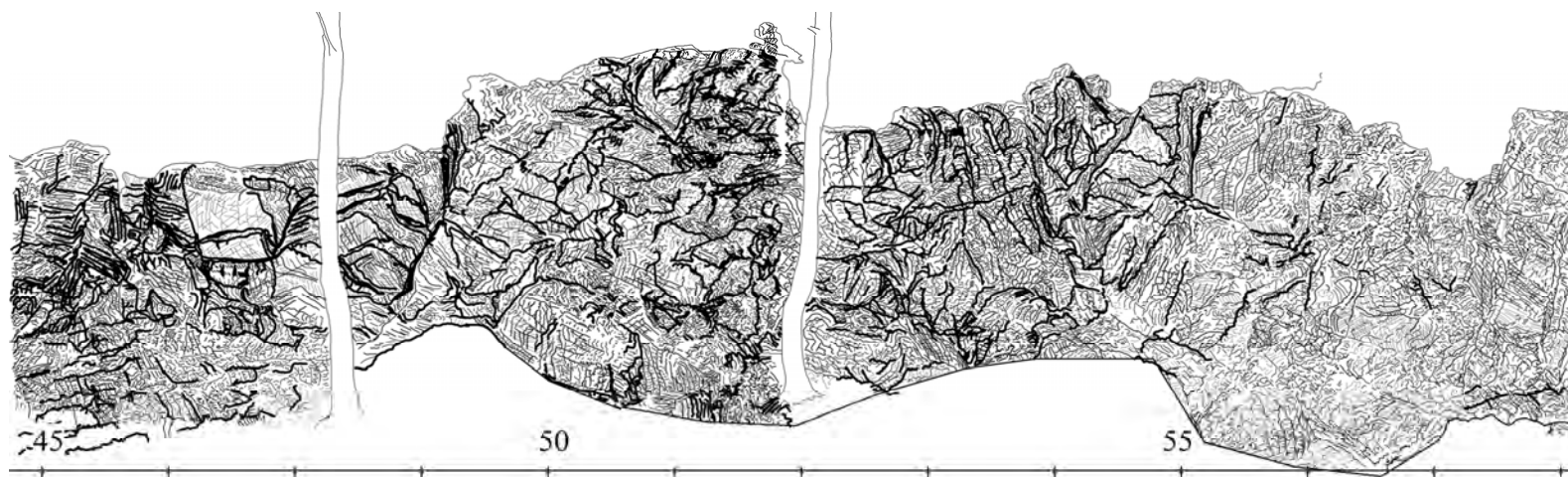
Mivel a támadási vektorirány nem merőleges, hanem hegyesszöget bezáró volt és az erő nagysága e helyen nem közelítette meg az elsődleges nyomás okozta feszültség nagyságát, így csupán egyes elemeit volt képes változó mértékig deformálni és elforgatni. Különösen azokat a kisebb (dm, m amplitúdójú) diszharmonikusokat, amelyek orientációjukban közelebb álltak a másodlagos erőirányra merőleges síkhoz. E felemás felülbélyegzés hatását láthatjuk a feltárás több pontján. A szelvény egészében kimért redőtengely irányokban érzékelhetők mind az eredeti irány, mind a diszharmonia okozta szórás, mind pedig a beforgató erő okozta deformációk fokozatai (7.5.3. ábra).



- Rt_1 elsődleges redőtengely és diszharmonikusai, ill. felülbélyegzés miatt torzult szélsőértékei
- Rt_2 másodlagos erők által elforgatott eredetileg primer redőtengely
- ◇ $Rt_{1,2}$ az elsődleges és másodlagos erők együttes hatására köztes helyzetbe forgatott és megújított redőtengelyek

7.5.3. ábra: Az 1. sz. mérési pont redőtengely irányai sztereogramban

A szelvény környezetében az ÉK-ies vergenciájú térrövidülés volt a korai hegységképződés idején a meghatározó mozgás, amely a szerkezeti és morfológiai adottságokat döntően befolyásolta. A későbbiekben itt a DK-ről ható erők nem tudtak



7.5.4. ábra: A Farkasgödör II. sz. 100m hosszú feltárás szemléltetésre kiemelt részlete

markánsan érvényesülni a terület relatíve kiemelt helyzete miatt. A fiatalabb É-ias feltolódásos mozgások közben pedig, azaz P_I és P_{II} együttes fellépésekor a gömöri aljzatra való rátolódás közben fokozatosan formálódott ki az É-i nagy határoló antiklinális szerkezet, amelynek anyaga az ezt követő rotációs torlómozgások közben már ütközési peremként állta útját a feltolódó tömegnek. Eközben haránttörések mentén tagolódtott és P_{II} fokozódó dominanciája miatt ÉNy felé rotálva az ÉK-i peremeken már kevésbé volt markáns. A farkas-gödöri terület azonban az É-i nagyredőnek már teljesen a K-i peremére vagy azon kívül eshetett, ezért nem várható, hogy itt az ÉNy-i bükkihez hasonló peremi jelenségeket észlelhessünk.

A haránttörések mentén kisebb-nagyobb tengelyszög eltérések és balos-jobbos elvetődések egyaránt létrejöhetnek. Ilyen haránttöréseket észleletünk a 4., 5. pont környezetében, valamint a 10. pont csaknem 100 méteres hosszúságú feltárásorozatában (7.5.4. ábra). A haránttörések egymástól való távolsága néhol csupán 5-10m, néhol azonban 50-200m is lehet. Valószínű, hogy ennél sűrűbb és ritkább gyakoriságok is előfordulnak a tágabb környezetben.

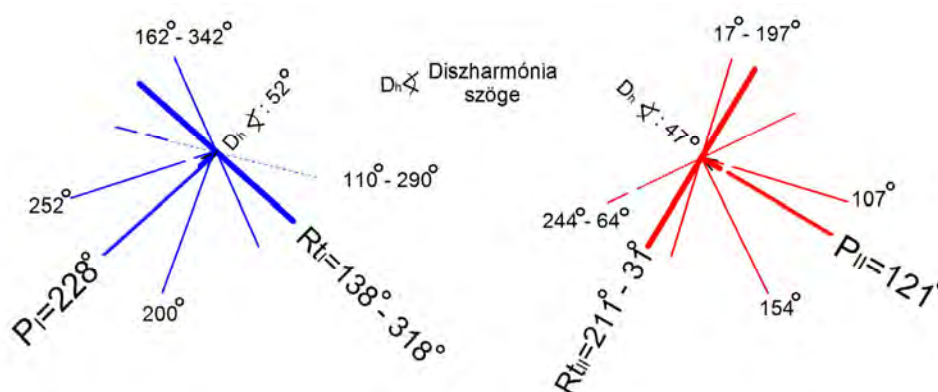
Egyes kisebb elsődleges redőknél néhány ponton megfigyelhető a saját erőrendszer fiatalabb fázisai által okozott összepréselődés és vele szinkron képződő enyhe palásodás (pl.: 4., 10. pontok). A kompressziós rendszerekre jellemző módon természetesen a nyomóerő irányában megjelenő haránttörések mellett jellegzetes, tönkremeneteli litoklázisokként jelennek meg a kőzetmechanikai törésvizsgálatokból is jól ismert ún. konjugált litoklázisok. Ezek e szelvényszakaszokon alárendelt jelentőségűek, csupán néhány ponton markánsak, vagy összemetsződésük a haránttörésekkel zúzott, morzsolt breccsazónak létrejöttét eredményezte. E mobilis törések mentén az érintkező redőszakaszok relatíve elmozdulhattak, részben kifordulhattak egymáshoz képest. A diagonális vagy konjugált litoklázisok szerepe ott válik meghatározóvá, ahol a kőzetek vagy teljesen felaprózódtak és a redőformák már nem követhetők, vagy plasztikus deformációra való hajlamuk miatt (pl.: aleurolit- és agyagpalák) a többirányú és ismétlődő deformációs erőhatások kaotikussá tették a szerkezeti formaelemeket.

A P_{II} deformációs hatásával szinte folyamatosan találkozni lehet a feltárások többségében, de szerepe többnyire alárendelt marad. Ebben a mérési körzetben nem képes hosszabb szakaszokon folyamatosan felülbélyegezni és jelentősen elforgatni az elsődleges rendszer szerkezeti elemeit. Ezzel ellentétes példákat nagy számban ismerünk a hegység más részein (MCINTOSH 2006). Feltehetően amiatt, hogy e terület az É-i, ÉK-i ütközési front közelében helyezkedik el és viszonylagosan kiemelt, feltölt helyzetben volt, amikor a másodlagos erőhatások érték, vagy kitért azok deformáló hatása elől a nyitottabb, kisebb nyomású szubvertikális irányokba, vagy helyenként már annyira rideg és konszolidált volt a kőzet, hogy merev testként vette fel a deformációkat. E zónákban csupán mikrotörések egymáshoz illeszkedő rendszere alakult ki P_{II} erő hatására ÉNy felé domború áldredő profilokat rajzolva ki.

7.5.2. Szerkezet-morfogenetikai összegzés

A 7.5.5. ábra a felszíni kőzetfeltárásokon kimért szerkezeti elemek értelmezett összegzését mutatja be a két jól kimutatható és a hegység egészére jellemző feszültségmező alapelemeinek feltüntetésével. Bár az eredő erők közel merőlegesek egymásra, a diszharmonia okozta helyi eltérések és az egyéb helyi okok miatti lokális irányváltások következtében az átlaghoz képest bizonyos szögeltérések észlelhetők

mindkét rendszer redőtengelyeinek csapásirány statisztikájában. Nyilvánvaló, hogy a kevésbé megbízható adatokat a P_I elemei jelentik. Őket saját irányú palásodás és újradeformálás is jellemezheti, s emellett P_{II} deformáló folyamatai szelektíven és mozaikosan hatnak rájuk. Ennek ellenére a másodlagos rendszer elemei sem tekinthetők szabályszerűnek és eredeti állapotúnak, mivel hatásuk helyileg sok esetben alárendelt csak mikrotörés hálózaton keresztül rajzol ki egyszerű redőformákat, továbbá eltérő mértékben reaktiválja és használja fel az előző rendszer elemeit, különböző mértékig forgatva be azokat saját azonos funkciójú irányjaiba.



7.5.5. ábra: A Barátság-kert – Farkas-gödör környéki felszíni feltárásokon kimérhető mikrotektonikai elemek értelmezett rendszermodellje

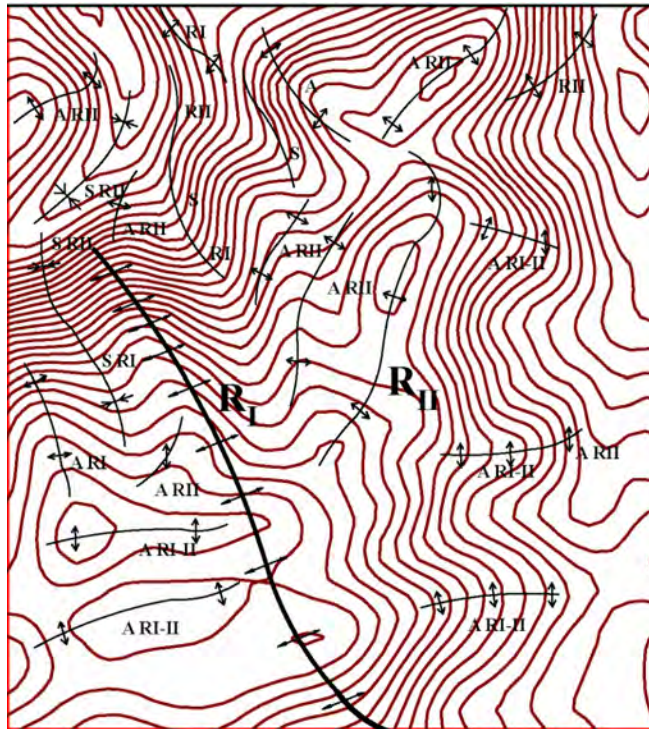
Mint az 7.5.1. ábrán látható a feltüntetett tengelyirányok mindkét erőrendszer váltakozó dominanciáját jelzik. Ezek eredőjeként átmeneti, köztes vergenciát is mutathatnak. A másodlagos erők aszerint voltak képesek kifejteni hatásukat, hogy a diszharmonikus, elsődleges redőknek milyen orientációjú részét milyen szög alatt bélyegezték felül. Merőleges támadás esetén a töréses szerkezetek dominálnak, de ettől fokozatosan növekvő eltérés esetén kétféle jelenséggel találkozhatunk. Egyik esetben képes saját erőirányai szerinti síkba forgatni a redőelemeket, sőt azokat helyenként palásítani is. Más esetben csupán fokozza a diszharmonia mértékét, vagy adott palásodási síkba préseli azokat.

A primer redők haránt- és konjugált törései helyenként kis mértékű vetődéses és feltolódásos jelenségeket segítettek elő, illetve határvonalai voltak egy-egy eltérő módon felülbélyegzett redőszakasznak.

Az elmondottakból következik, hogy e néhány 10-100m kiterjedésű szerkezeti egység önmagán belül viszonylag konzekvensen jellemezhető egyik vagy másik rendszerelem dominanciájával. Ezek mintegy váltakozva, felcserélődve mozaikosan jelennek meg területileg és térben, ahogy ez az ortogonális kettős redőződést mutató rendszereknél logikusan elvárható. A viszonylag homogén szerkezeti cellák kiterjedése természetesen nem feltétlenül egyenlő sem egymással sem a hegység különböző részein.

Szinte minden mérettartományban megfigyelhető, hogy a két rendszer elemei fokozatosan mennek át egymásba, átvéve és megújítva, új funkcióval látva el egymás elemeit. Ebből következik, hogy a redőtengelyek irányai a haránttörések és konjugált törések mentén fokozatosan deformálódva elfordulhatnak, vagyis R_t szinte folyamatos

átmenettel vált át R_{II} -be, s a kettő átmenetében együttes eredőjük jelenhet meg, mint egy harmadik, álvergencia. Ez utóbbi jelenség akkor érzékelhető, ha az átmeneti szakaszok kellően fejlettek és legalább 100m-es nagyságrendűek. Ez a helyzet modellterületünk D-i részén a Barátság-kert területén jelentkezik fejlett formában, ahol a K-Ny-i irányultságú redőgerinc szakaszok jellemzőek. Végeiken azonban átmennek a területre jellemzőbb R_I vagy R_{II} redőbe.



7.5.6. ábra: Kettős feszültségtér által létrehozott interferáló redőrendszerek egymásba való folyamatos átmenetei mért és feltételezett redőtengely irányok értékelése alapján
 A R_I : Elsődleges redőtengely antiklinálisa, A R_{II} : Másodlagos redőtengely antiklinálisa, S R_I : Elsődleges redőtengely szinklinálisa, S R_{II} : Másodlagos redőtengely szinklinálisa

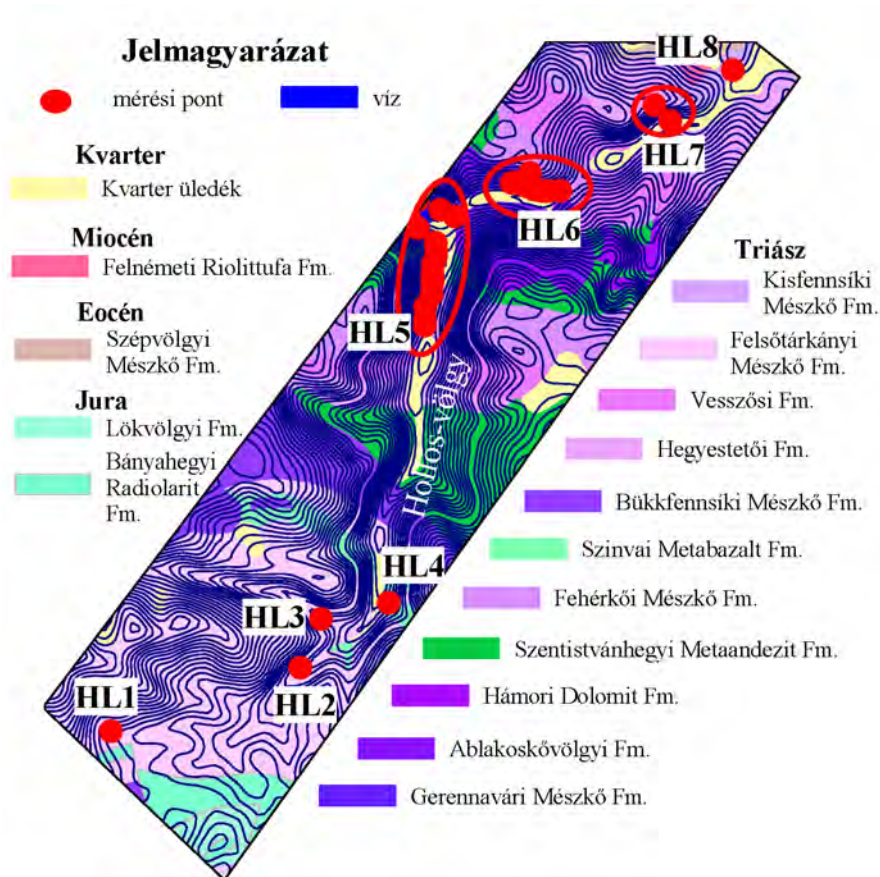
A fenti összefüggések alapján megrajzolható szerkezet-morfogenetikai térképen kijelöltük azokat a domborzatilag is jól követhető antiklinális és szinklinális formákat, amelyek szakaszosan hol egyik, hol másik rendszer irányait követik, hol azok együttes hatását és átmenetét tükrözik (7.5.6. ábra).

7.6. Hollóstetőtől a Majláthig

A mérési körzet (6.1. ábra 7. sz.) szerkezeti viszonyait négy alkörzetre felosztva nyolc mérési pont, illetve szelvény alapján jellemzem (7.6.1. ábra). Két mérési szelvényt mérési pontok sorozata alkot (HL5 és HL6 szelvény).

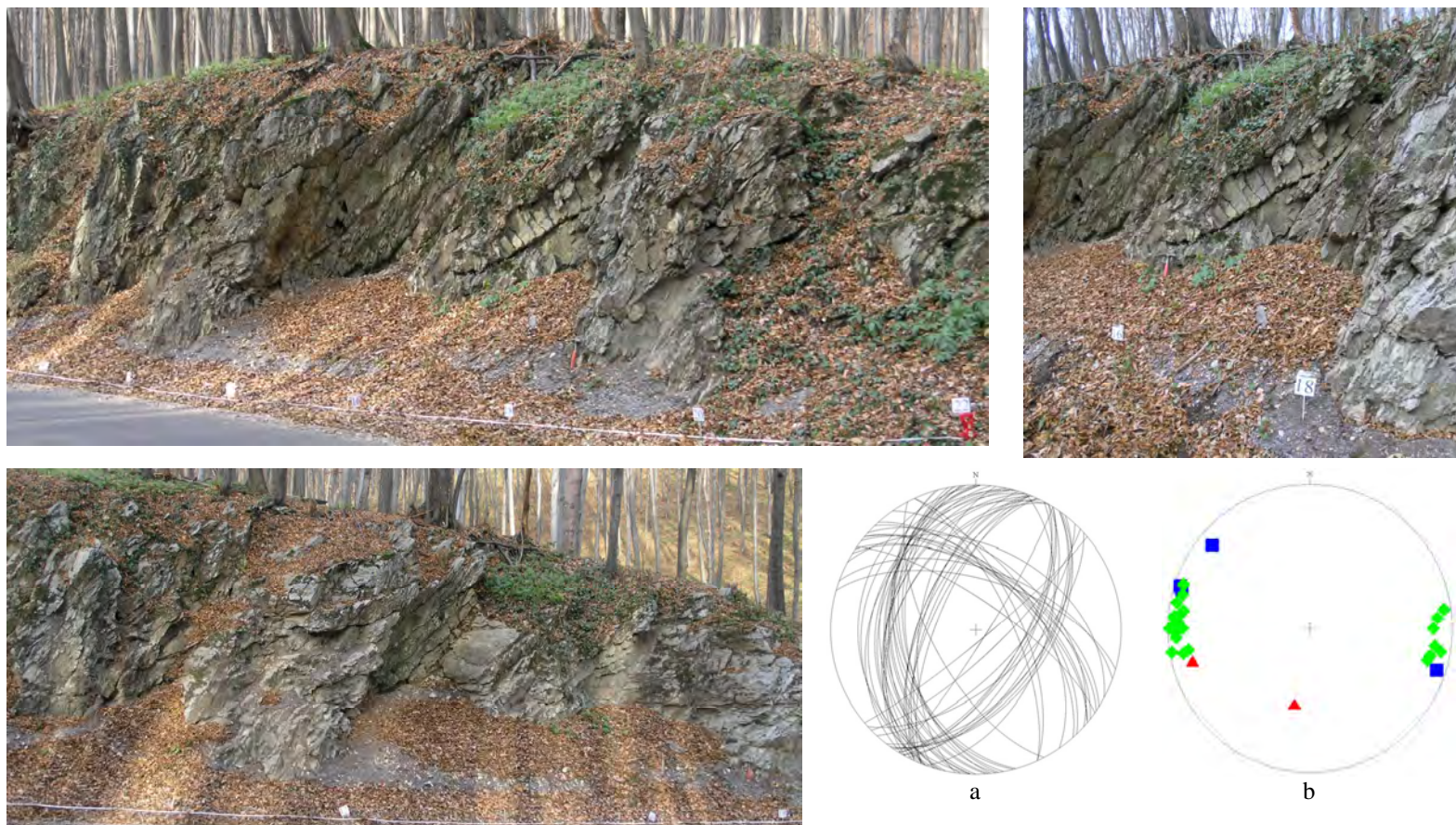
7.6.1. Hollós-tetőtől Lillafüredig

A terület szerkezetföldtani jellemzőit 3 szelvényezési (HL1-3) hely értékelése alapján adjuk meg D-ről É felé haladva.



7.6.1. ábra: A Hollós-tető – Majláth mérési körzet földtani térképe GYALOG (2005) és PELIKÁN (2005) alapján

A HL1 szelvényezési pont Hollós-tetőtől 600m-re egy hajtúkanyarban tárja fel a Hollóstetői Mésző Formációt 20m hosszban, 2-3m-es magasságban (7.6.2. ábra). A HL1 mérési pont feltárásában P_I elemei alárendelten mérhetők néhány maradványredő (7.6.2. ábra 'b' sztereogram), illetve palásság formájában. A palásság mellett P_I hatásából ma csak egy enyhe, szinuszos gyüredezés látható. Ezek itt látszólag nem alkotnak nagyobb méretű redőket, bár létrejöttek fedett állapotban történhetett. A P_I erőrendszer feltehetően több fázisban okozott deformációt, mivel a 20-30cm vastag palásodott kötegek meredek feltolódás közben egymáson kissé elcsúsztak (7.6.2. ábra fotói). A meredek feltolódások szintén P_I erőrendszeréhez köthetők. P_I egyes haránttörési felületei mentén P_{II} felülbélyegző hatására annak redőfelszínei is megjelennek. Ezek redőtengelyeinek dőlésirányát a 7.6.2. ábra 'b' sztereogramja mutatja. Azonban P_{II} szerkezeti elemei is nagyon alárendeltek és deformáltak. A



7.6.2. ábra: A HL-1 mérési pont P_{III} redőfelszínével, valamint a feltárásban mért konjugált litoklázisok (a), illetve redőtengelyek (b) sztereogramjai

legmarkánsabb szerkezeti elemek, a feltárásban megjelenő nagyobb, hullámos felületek (7.6.2. *ábra*) P_{III} elemei, amelyek jól láthatóan a legfiatalabbak az észlelhető szerkezeti elemek között. Az R_{III} hullámos redőfelszínnek mentén É-ias vergenciájú feltolódás is történt a másik két erőrendszeréhez hasonló módon.

A 7.6.2. *ábra* 'a' sztereogramján látható, hogy mindhárom erőrendszer konjugált litoklázisai mérhetők a feltárásban. Legnagyobb számban P_{III} konjugáltjai jelennek meg, közülük azonban a bal oldaliak jobban hozzáférhetők. P_I konjugált litoklázisai közül épp ellenkezőleg, a jobb oldaliak észlelhetők inkább. P_{II} mindkét oldali konjugáltja azonosítható a feltárásban, igaz eléggé szórt dőlésértékekkel. A konjugált litoklázisok egyik párjának bezáródása és dőlésük szórása mellett a görbék folyamatos eltolódásai jelzik a sztereogramban is az óramutató járásával ellentétes irányú rotációt, ahogy azt a hegység számos pontján (lásd előző fejezetek) észleltük. Itt azonban folyamatosnak tűnik az elfordulás és a szinte egyidejű deformáció.

Az ÉK-DNy-i csapású Hollós-völgy ÉNy-i oldalában fut a Lillafüredre vezető műút, amelynek több pontján, rövid szakaszokon végeztünk szerkezeti mérést (7.6.1. *ábra*). Ezek alapján megállapítható, hogy a területen a P_I erőrendszer ismétlődő hatásai által előidéztet gyűrődéses, töréses és palásodási szerkezetek a dominánsak. A P_{II} erőrendszer önálló hatását nagyon alárendelten lehet érzékelni néhány rövid szakaszon és egyes gyűrt szerkezetek moebiusz szalagra emlékeztető torzulásain. Közvetve a P_{III} erőrendszer hatásai is jól érzékelhetők.

A Hollós-völgy a P_I rendszernek egy olyan haránttörése, amely mentén részben P_I , majd pedig P_{III} hatására balos, csaknem horizontális elvetődések működtek. E feltehetőleg több törésrajból álló, összetett rendszerben a K-DK-i oldal ÉK felé történő elmozdulása, jobbos eltolódása következhetett be. Az itt többszöri igénybevételnek kitett zúzalékszerűen felmorzsoltság területén mélyülhetett ki a fiatal események során a Hollós-völgy.

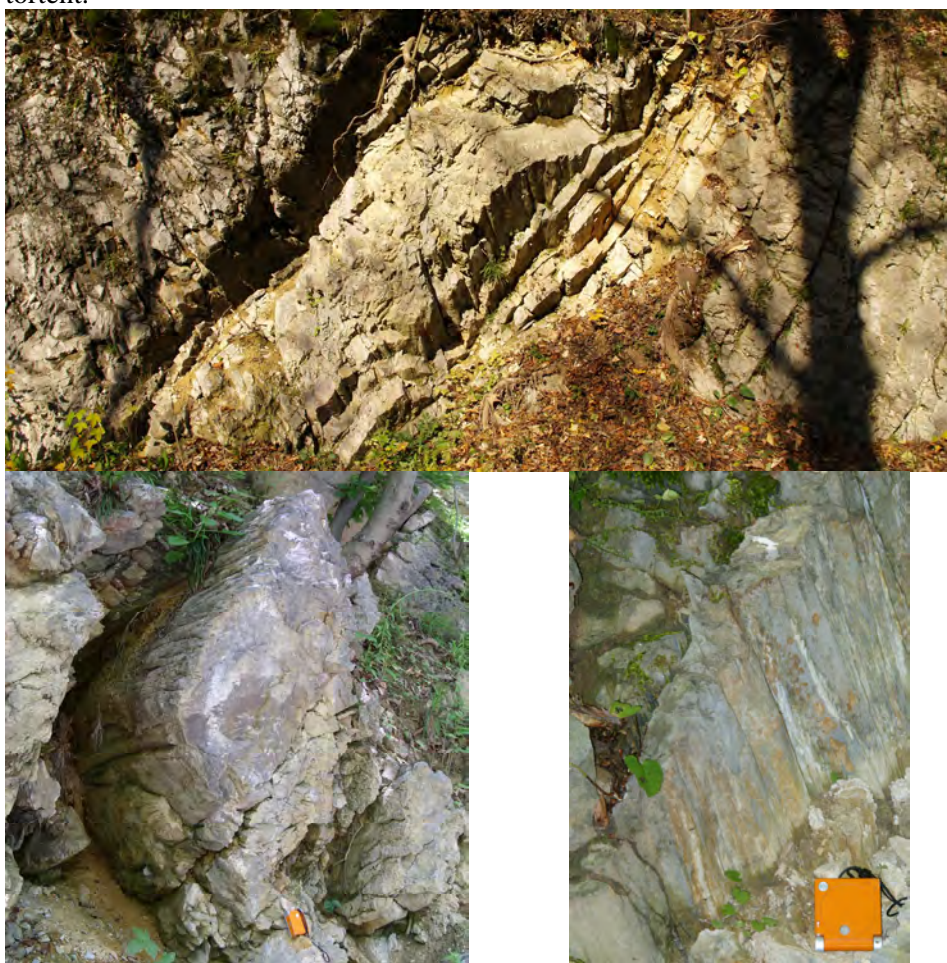
A völgy mentén feldolgozott feltárások több 100m hosszón P_I hatására létrejött, több fázisú, diszharmonikus redőződést mutatnak. Az eredeti rétegződés – mivel nincsenek markáns litológiai különbségek – többnyire nem látható. A Garadna-völgyben tapasztaltakhoz hasonlóan (lásd 7.1. alfejezet) itt is az tételezhető fel, hogy az elsődleges gyűrődések viszonylag plasztikus állapotban érték az összletet, valószínűleg a nagyobb betemetődési mélység miatt. A gyűrődések méretei megállapíthatatlanok, különösen az első generációs szerkezetek esetében, mivel ennek ma már csak az egykori redőfelszínekkel párhuzamos, feltehetően réteglap menti elválásai fedezhetők fel egyes blokkok belsejében (pl.: a HL2 mérési ponton, 7.6.3. *ábra*).

Ezeknek az elemeknek a lemezzvastagsága feltehetően 1-5cm körüli lehetett eredetileg, és jellemzően ezt a redőrendszert egy következő térrövidülési hullámban újabb hasonló vagy közel hasonló igénybevétel érte, amelynek következtében kialakult egy hasonló vergenciájú másodlagos gyűredés, szintén erősen diszharmonikus jelleggel. E redőknek a vertikális amplitúdója legfeljebb becsülhető, feltehetően több 10 vagy 100m-es lehetett. Az így létrejött változó meredekségű és hullámhosszú redők többnyire feltolódásokkal átmetszettek és magukba ágyazták a kisebb méretű elsődleges rendszer részeit, elemeit (7.6.3. *ábra*).

A több fázisban aktiválódó erőhatások belső mozgások által történő átrendeződést, az egyes redőfelszín szakaszok mentén elmozdulásokat eredményeztek, valamint diszharmoniót, tengelyirány divergálást, egyes redők bizonyos irányú térkitöltő

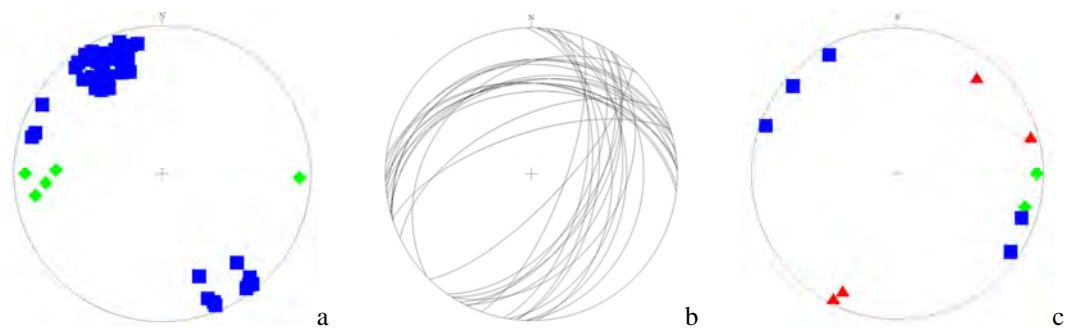
kihasasodását, légzsákok keletkezését, egyes felületek mentén felmorzsolódást, másutt budinásodást idéztek elő. E jelenségek következtében a redők helyenként rácsszerűen elvégződő, kihengerlődő elvégződésekkkel rendelkeznek, ami jelzi, hogy a belső feltolódásos elmozgások során egyes redőszerkezetek átnyíródtak és tankönyvbe illő mullion (redőkéve) szerkezetek jöttek létre (7.6.3. *ábra*).

A HL2 feltárásban is uralkodóan P_1 szerkezeti elemei mérhetők. Ezeket elsősorban P_{III} , alárendeltebben P_{II} deformálta. A mért redőtengelyek P_1 diszharmonikus redőződésére utalnak, amelyet a későbbi torzító hatások tovább fokoztak (7.6.4. *ábra* 'a' sztereogramja). A redőtengelyek elfordulása az óramutató járásával ellentétes irányban történt.



7.6.3. *ábra*: A HL2 feltárás feltolódási zónái tipikus megjelenésű redőkéve (mullion) szerkezetekkel, azok kihengerelt felszíneivel

A Lusta-völgy a P_1 rendszernek egy olyan homlokfrontja, melynek ÉK-ies vergenciáját P_{III} ÉÉK-ivé torzította. A lusta-völgyi bejárat csaknem függőleges, nagy felületű, közel vízszintes vetőkarcokkal barázdált sziklafelszíne (7.6.5. *ábra*) egy olyan torlódási fronthomlok, amely mentén ÉK-ies elmozdulás történt. Ez a horizontális



7.6.4. ábra: A HL-3 feltárásban mért redőtengelyek (a), valamint a HL-4 feltárásban mért konjugált litoklázisok (b) és redőtengelyek (c) sztereogramjai



7.6.5. ábra: A Lusta-völgy bejáratánál szelvényezett (HL-4) merdek sziklafal, csaknem horizontális vetőkarcokkal (a, b), valamint préselt P_1 fekvőredőkkel (b, c)

elvetődés a Csanyik-völgy feltárásában észlelt elvetésekhez (lásd 7.7.4. alfejezet) hasonló, csak nagyobb méretű. E sziklafal feltehetőleg mélyebben benyúlt a Hollós-völgy területére, de szegélyét az erős felmorzsolódás miatt az erózió lepusztította.

A sziklafalon nem csupán oldalirányú elvetés nyomai, hanem P_{III} préselő hatása is látható a falba préselt P_I fekvőredők formájában (7.6.5. *ábra*). Feltehetően azért alakulhatott ki ilyen nagy méretben e vetővért, mert a P_{III} által történt elforgatás éppen P_I bal oldali konjugált litoklázisaként is reaktíválta a falfelületet.

A P_I erőrendszer konjugált litoklázisai jól azonosíthatók a Lusta-völgy bejáratánál lévő HL3 mérési ponton (7.6.4. *ábra* 'b' sztereogram), illetve P_{II} és P_{III} redői is mérhetők (7.6.4. *ábra* 'c' sztereogram).

Az elmondottakból, és a terület adottságaiból az szűrhető le, hogy a Lusta-völgy a P_I erőrendszernek egy olyan lokális torlódási homlokfrontja, amelynél a képződmények összepréselődve, részben palásodva meredek dőléssel kiemelkedhettek. Ezt a rendszert metszették át P_I haránttörései és konjugált litoklázisai. Ezek a törések aktiválódtak később elsősorban, amikor P_{II} hatására a frontális törések az újabb rendszer haránttöréseivé alakultak. Később P_{II} dominanciája miatt az összetett P_{III} erőrendszeren belül P_I elemei elforgatódtak ÉNy felé és törései is funkcióváltáson mentek át.

Hollós-tető és a Csanyik-völgy között több ilyen torlódási front is létrejött, s ezek részben P_{II} nyomásvektorára merőleges helyzetben, vagy P_I és P_{III} közötti átmeneti helyzetben található ma (pl.: Lusta-völgy, Fehérkő-lápa). Az elforduló frontok és a rotációban résztvevő konjugált litoklázisok közel horizontális, vagy lapos dőlésű vetőkarcai a kései elfordulással függnek össze. Morfotektonikailag e torlódási frontok mentén meredeken felmagasodó öszletben alakultak ki leginkább a mély aknabarlangok (zsombolyok) létrejöttének feltételei (pl.: a 254m-es István-lápai-zsomboly, 210m-es Fehérkő-lápai zsomboly, Szepesi-zsomboly vagy a Vár-tetői-barlang).

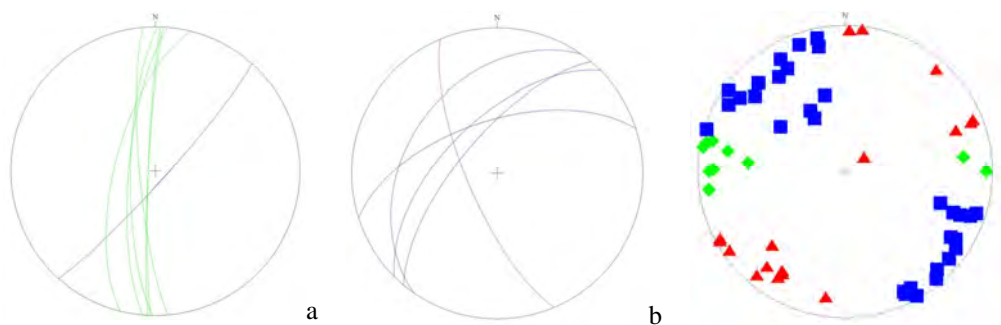
7.6.2. Lillafüred

A Lillafüred belterületén feldolgozott szelvények részben a Szentistvánhegyi Metaandezit Formáció (7.6.6. *ábra* 'a' kép), részben a Felsőtárkányi Mészke Formáció (7.6.6. *ábra* 'b' kép) anyagát tárják fel (HL5). A mért szerkezeti elemek alapján nagyon hasonló kép rajzolódik ki mind a település K-i és Ny-i, mind az É-i és D-i vége között. Továbbá a metaandezit és a mészkő is hasonló tönkremenetelt szenvedett el ugyanazon feszültségterek hatására.

Összességében Lillafüred térségében a P_I erőrendszer a domináns (7.6.7. *ábra* 'b' és 'c' sztereogram), ami tekintettel arra, hogy a körzet a hegység ÉK-i szegélyére esik, nem meglepő. Csupán néhány helyen fordul elő, hogy kisebb szakaszokon azonosítható P_{II} egy-egy redőződése vagy konjugált litoklázisa (7.6.7. *ábra* 'b' és 'c' sztereogram), egyébként teljesen alárendelt, mivel a terület részben már kiemelt helyzetben volt a másodlagos erőhatások aktiválódása idején. A P_{III} erőrendszer hatása gyakrabban észlelhető, számos P_I szerkezeti elem deformációja, illetve önálló haránttörései (7.6.7. *ábra* 'a' sztereogram) révén. Általában P_{III} elemei adják a nagyobb méretű, befoglaló formákat, míg P_I elemei a kisebb redőket és szerkezeteket. Folyamatosan jól megfigyelhetők olyan kis amplitúdójú gyüredezések, amelyek hullámhossza dm-es, m-es nagyságú, s bár mutat bizonyos orientációt, trendet, sok helyen kaotikusan jelenik meg. Bizonyos, hogy ez a gyüredezés a rétegsort elsőként ért deformációs hatás. Az



7.6.6. ábra: A Szentistvánhegyi Metaandezit Formáció (a), valamint a Felsőtárkányi Mésző Formáció (b) feltárása Lillafüreden, a Szinva-völgy Ny-i oldalában



7.6.7. ábra: Az István-barlang melletti feltárásban mért haránttörések (a), a lillafüredi feltárásokban mért konjugált litoklázisok (b) és redőtengelyek sztereogramjai (c)

eredeti redőméretek ma már megállapíthatatlanok, csupán a mikroméretű gyűrődések láthatók, ami arra utal, hogy a kőzet az első deformáció idején kvázi plasztikusan viselkedett és feltehetően több mérettartományban megjelenő antiklinóriumszerű gyűrődés jellemezte eredetileg is jelentős diszharmóniával. A P_1 későbbi aktiválódása során kialakult nagyobb méretű redők részben lepusztultak, részben felülbélyegződtek.

Lillafüred számos feltárásában megállapítható, hogy a P_1 erőrendszer legalább két fázisban aktiválódott. A fenti plasztikus deformációs elemeket egy második fázis bélyegezte felül, mely erőteljes torlódást, újragyűrődést és az összepréselt, nagy amplitúdójú redők mentén enyhe fokú palásságot okozott.

P_{II} elemeit leginkább Lillafüred É-i határában, a Szinva-völgy K-i oldalában lehet észlelni, bár itt is alárendeltek. Az erőrendszerre oly jellemző törésprofilok jelennek meg, amelyek mentén nincs deformáció, azaz valódi gyűrődés, hanem csak olyan alakú, apró törésekből összeálló, gyűrődésszerű törésfelszínek.

A település É-i végében a több fázisban megjelenő P_1 , a lokálisan markánsabbá váló P_{II} és a konzekvensen észlelhető P_{III} erőrendszer hatására rendkívül sok az átmeneti, nehezen értelmezhető forma, amelyek meglehetősen kaotikussá teszik a szerkezeti képet. Feltehető, hogy e terület egy olyan blokkhatáron helyezkedik el, ami két olyan blokkot határol melyek peremén mindhárom erőrendszer lokálisan dominánsá válik. Mivel azonban a hegység ÉK-i szegélyzónájában vagyunk P_1 rendszere a leginkább domináns. A Lillafüred – Diósgyőr blokk ÉNy-i peremén azonban P_{II} is markánsá válik és a Nagy-fennsík É-i peremén P_{III} is erőteljesen jelen van. Valószínű, hogy az óramutató járásával ellentétes rotáció Lillafüred térségében még jobban hangsúlyozza P_{III} megjelenését. Ezek következtében Lillafüred térsége egy olyan a hármas erőrendszer által kaotikusan deformált zóna, ahol minden átmenet előfordul. Ez a hármasság a morfológiában is megjelenik, hiszen a Hámori-tó vonalában P_1 frontális törését (azaz, tulajdonképpen P_{II} haránttörését), Felsőhámor irányába a Szinva-völgy P_{II} frontális törését (azaz, tulajdonképpen P_1 haránttörését) azonosíthatjuk.

7.6.3. Hámori-tótól Alsó-Hámorig

A Hámori-tótól K felé Alsó-Hámorig több, mint 1km hosszon szinte folyamatos feltárássorozat (HL6) húzódik a Miskolc felé tartó műút bevágásában (7.6.1. ábra). Ebben az alfejezetben e kőzefelületek szerkezeti jellemzőit értékeljük összevontan.



7.6.8. ábra: P_1 feltolódások, illetve préselt redők a Hámori-tótól ÉK-re vezető műút bevágásának É-i falán (HL6)

A feltárásor első 400m-én P_1 erőrendszer abszolút dominanciája mérhető. Közvetlenül a lillafüredi völgy elágazása környékén blokkhatáron lehetünk, mivel erősen torzult, préselt szerkezeti elemeket azonosíthatunk. A több falszakaszon látható préselt redők a P_1 erőrendszer többfázisú voltát igazolják, ahol a különböző fázisban létrejött redőzések egymást is felülbélyegzik és általában egy-egy szakaszt torlódásos zóna zár le P_1 okozta feltolódásokkal (7.6.8. ábra). A 7.6.8. ábrán látható feltolódási sík K felé fokozatosan elforduló dőlést mutat, ami azt jelenti, hogy P_1 későbbi fázisának feltolódási síkját P_{III} helyenként É-D-i vergencia felé, tehát ÉNy irányába forgatta el. Hasonló torlódásos zóna látható a Palota Szállótól ÉK-re lévő sziklába vágott közúti kőkapu ÉK-i oldalának bevágásában is (7.6.9. ábra).

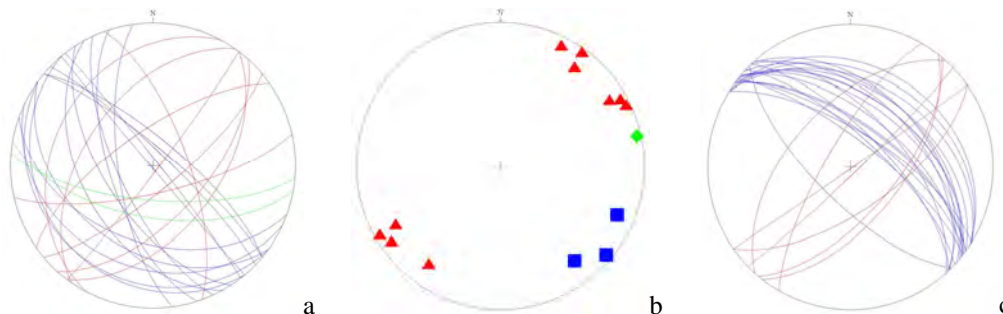


7.6.9. ábra: Torlódásos zóna a Hámori-tótól kb. 200m-re ÉK-re, a műút Ny-i oldalán

A P_1 erőrendszer ismétlődő aktivitása okozta több fázisú gyűrődés későbbi szakaszai enyhe irányváltással részben felülbélyegezték, illetve kissé torzították saját rendszerük korábbi elemeit. A P_{II} és P_{III} erőrendszer hatása e területen alárendelt (7.6.10. ábra), helyenként eltűnik. Utóbbi ott vált láthatóvá, ahol P_1 -nek frontális törései, le- vagy felszálló ágai (redőszárnyai) voltak és a kőzetanyag könnyebben deformálható agyagpala, márgapala vagy agyagbetelepüléses, vékonylemez mészke volt. E szakaszon a nagyobb redők méretét nem lehet megállapítani, a nagy amplitúdó és a keresztülfutó feltolódások (7.6.8. ábra) okozta bizonytalan hullámhosszok miatt. Az útszakasz elején sűrűbbek, később ritkábbak a feltolódásos jelenségek, ami jelzi, hogy a tó melletti rész valóban blokkhatár, ahol P_{III} préselő hatása leginkább érvényesülni képes, hasonlóan a közeli többszintes Közép-Garadna kőbánya alsó udvarának fejtési falán látható jelenségekhez (lásd 7.1. alfejezet, illetve MCINTOSH et al. 2009) és itt P_{II} , valamint P_{III} deformációs szerepe is jobban mérhető (7.6.10. ábra).

Ezen a szakaszon P_1 palássági síkjai meredeken dőlnek (7.6.10. ábra 'a' sztereogramja), míg a redőfelszínek és a feltolódási síkok laposabb DNy-i dőlést mutatnak (7.6.10. ábra 'a' sztereogramja). Ugyanitt P_{II} redőfelszínei kisebb számban

mérhető, de a jól azonosítható redőtengelyek között nagyobb számban van jelen ez az erőrendszer (7.6.10. ábra 'b' sztereogram).



7.6.10. ábra: A Hámori-tó K-i végének közelében (HL5) mért redőfelszínek és feltolódások (a), valamint redőtengelyek (b), illetve az ÉK-ebbre eső feltárásokban mért redőfelszínek (c) sztereogramja

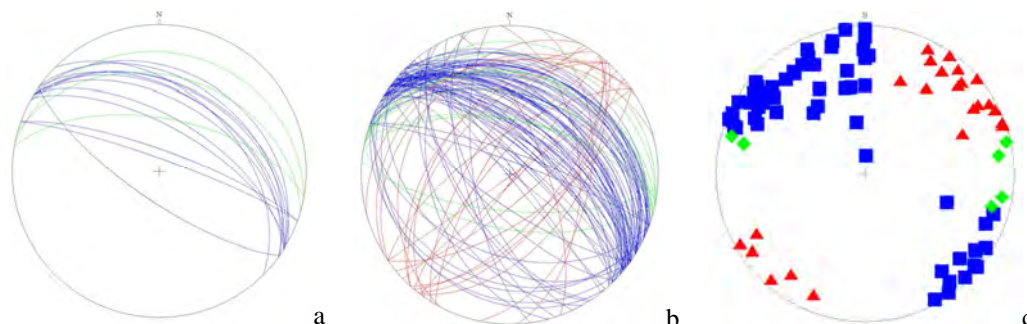
Az első 400m után 900m-ig viszonylag nyugodt településű, csaknem horizontális dőlésű rétegsor a jellemző. A 20-50m-es nyugodtabb szakaszok között 5-30m hosszú enyhe gyüredezések jelentkeznek, jelezve, hogy a rétegsor a feszültségtér deformáló hatását térben nem egyenletes eloszlásban szenvedte el P_I rendszerében. A P_{II} erőrendszer itt alárendelt (7.6.10. ábra 'c' sztereogram, 7.6.11. ábra 'a' sztereogram), de hatására kissé kibillent a rétegsor eredeti dőlése ÉÉNy-i irányba.

A Szikla presszó térségében újra torlódásos zóna jelentkezik, amelyben előre-, ritkábban hátrahajló redőív szakaszok egyaránt megjelennek. Gyakoriak a redőhajlatokban jelentkező, legyezőszerűen szétágazó (radiális) törésrajok, erőteljesebb a kőzetaprózódás, az eredeti amplitúdók és hullámhosszok nem állapíthatók meg, mivel a nagy méretek, az átnyíródások és feltolódások miatt mérésük lehetetlen. A redőfelszínek meredekké válnak és a torlódás hatására álló 'S' betű alakzatot vesznek fel. A fő völgy csapása P_I kissé elforgatott haránttörésének csapásirányából hirtelen P_{III} frontális törésének, majd hasonló hirtelenséggel P_{II} frontális törésének csapásirányába vált. Itt is érzékelhető tehát, hogy a felszínalaktani fejlődésben az egyes erőrendszerek bizonyos elemeinek összekapcsolódásai tették lehetővé a kinyílást, völgyfejlődést. Ezek legtöbbször felülbélyegezve megújított, gyakran vetődéssel és breccsásodással kísért törésrajok összekapcsolódását jelentik, ahol a víz legkönnyebben utat talált.

Lillafüred és Alsó-Hámor között tehát mindhárom erőrendszer szerkezeti elemei megjelennek. Összességében a P_I erőrendszer dominál, mivel az adott szerkezeti blokkon belül a DNy-i támadásponttal átellenes blokkszegélyen jelentkezik a legmarkánsabb hatás. Mindez a hegység egészében is megjelenik, s itt az ÉK-i hegységperem közelében P_I elemei érvényesülnek leginkább (7.6.11. ábra).

P_I redőződése több fázisban jött létre, így eredendő diszharmóniája fokozódott a későbbi fázisok során, majd P_{II} és P_{III} felülbélyegző hatására deformálódott, s így redőtengelyei extrém mértékben szórhatnak. A blokkperemi helyzet miatt e szórás néhol megközelítheti a 90° -ot (7.6.11. ábra 'c' sztereogram). Valószínű, hogy az eredeti, legelső P_I fázis egészen K-ies vergenciájú volt. P_{II} szerkezeti elemei sokkal kisebb mértékben deformáltak (7.6.11. ábra 'b' és 'c' sztereogram), míg az elsősorban

feltolódások és deformált redőtengelyek formájában megjelenő P_{III} szerkezeti elemei mérhetők legkisebb számban. Ahogy haladunk ÉK felé, úgy válnak egyre kevésbé érzékelhetővé P_{II} szerkezeti elemei, ami egybevág a Garadna-völgyben észlelt térbeli tendenciákkal (lásd 7.1. fejezet).



7.6.11. ábra: A Lillafüred – Alsó-Hámor közötti műút „alagútjától” ÉK-re lévő kitüntetett feltárásokban (HL6) mérhető palássági síkok és redőfelszínek (a), illetve a műút teljes hosszában mérhető összes palássági sík és redőfelszín (b), valamint a mért redőtengely dölések (c) sztereogramja

7.6.4. Csanyik-völgy környéke

A Miskolc-Lillafüred közötti vizsgálati terület egyik leghosszabb szelvénye a Diósgyőrből Lillafüredre vezető műút és a Mahóca felé vezető vasút kereszteződésénél nyíló Csanyik-völgy É-i oldali, 150m hosszú útbevágása a kereszteződés mellett. Az ÉNy–DK-i csapású szelvény (HL8) kezdőpontja a kereszteződéstől távolabbi végpont. A felső triász korú Felsőtárkányi Mészke Formáció Rónabükki Mészke Tagozatának (PELIKÁN 2005) világosszürke, tömött szövetű pados-lemezes megjelenésű márgabetelepüléssel, helyenként tűzköves mészköve alkotja a szelvényt. Ennek egyes szakaszain téglatest formákra, illetve kockákra töredezett 7.6.12. és 7.6.13. ábra, máshol, keskeny feltolódásos övek mentén erősen breccsásodott a kőzet (7.6.13. ábra).

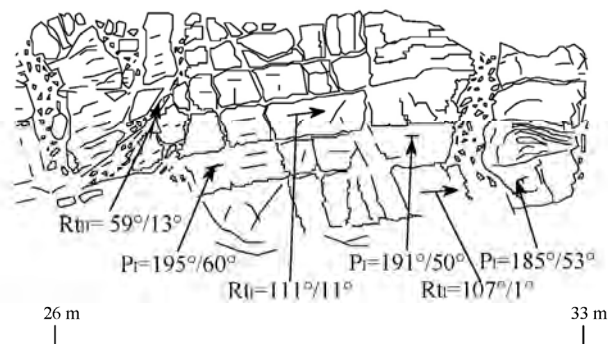
A szelvény egészét tekintve a pados-lemezes megjelenés, valamint a márgabetelepülések alapján a rétegzés átlagos dölése ma DNy-i. A 7.6.12. ábrán látható 27–32m közötti szakaszon a meredek lefutású, préselt, enyhén hullámos felszín D-i, DNy-i dőlésű. Az épebb és egységesebb megjelenésű szelvényszakaszt (7.6.12. ábra) mindkét oldalról erősen összetört breccsazóna határolja. E breccsazónákban kirajzolódó redők a DK-i erőhatás, azaz P_{II} deformációs elemei. A breccsazónák közötti hullámosan préselt felszín viszont P_I hatása alatt áll, annak redőfelszíne. Ezt is érintette P_{II} felülbélyegző ereje, részben megpréselte, kissé elforgatta, így dölése csaknem déliessé vált és átmenetet mutat a P_{III} rendszer hatásai felé.

A szelvény 35–50m közötti szakaszán (7.6.12. ábra) a P_I hatására létrejött elsődleges szerkezetek kevésbé deformáltak, kevésbé préselték és eredeti irányukból kevésbé forgatódtak ki a későbbi erőhatásokra. Ez a szakasz egy vastag breccsazónával, illetve egy markáns, nagyméretű vetővértel borított fallal indul. A vetővértelen sűrűn láthatók vetőkarcok, melyek mind arra utalnak, hogy a vető mentén, valamint a breccsazóna mentén a következő falszakasz kifordult, azaz a későbbi rotáció miatt



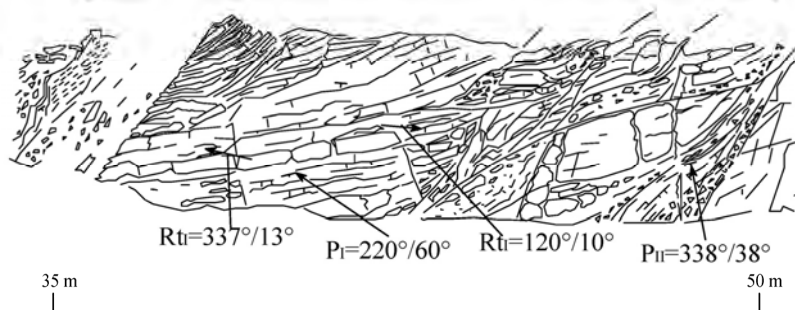
290°

110°

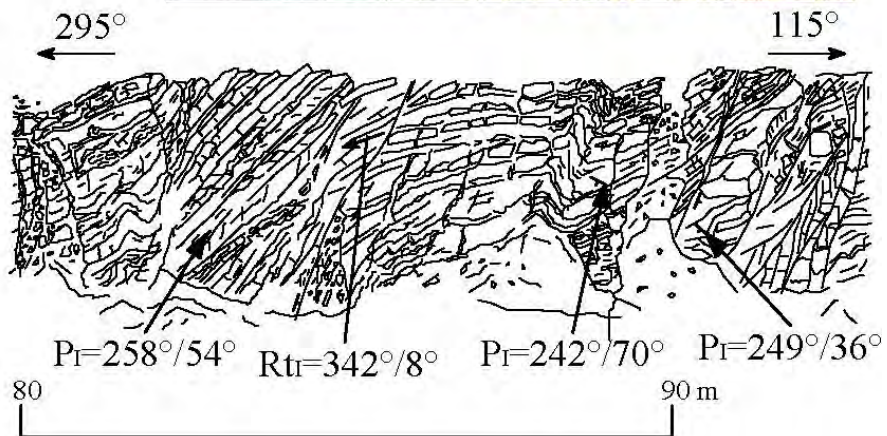
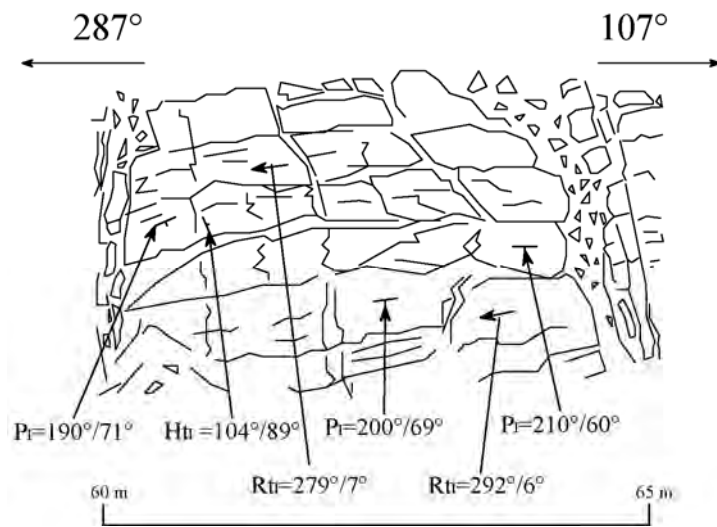


289°

109°



7.6.12. ábra A Csanyik-völgyi szelvény 26–33 és 35–50m közötti szakaszának fotója és rajza a markáns szerkezeti elemek dőlésével (P: redőfelszín, Rt: redőtengely)



7.6.13. ábra A Csanyik-völgyi szelvény 60–65m és 80–90 m közötti szakaszának fotója és rajza néhány markáns szerkezeti elem dőlésértékeivel (P: redőfelszín, Rtr: redőtengely)

oldalirányú elfordulást szenvedett. A vetővértel borított felszín a P_1 jobboldali konjugáltja lehet, amely vetőként működött a P_{II} korai aktivitása idején. A breccsazonát követő szakasz túlnyomórészt P_1 elsődleges redőfelszíneiből épül fel és elsődleges formaelemek tanulmányozhatók benne. A redőfelszíneket 44m után számos helyen feltolódások szabdalják, melyek környezetében márgabetelepülés látható. A vetősíkok közelében néhány helyen megfigyelhetők P_{II} hatására létrejött redők.

60–65m között két újabb, breccsazonák által határolt szakaszon ismét egységesebben megmaradt elsődleges redőfelszín láthatunk (7.6.13. ábra), melynek dőlése DDNy-i. A felszín a 27–32m közötti szakaszhoz hasonlóan préselt, enyhén hullámos és egymással párhuzamos, meredek, csaknem függőleges törésekkel szabdalt (feltehetően P_1 haránttörései). A breccsazonákat szegélyező kihengerelt, vetőkarcokkal tarkított falak az előző szakaszokhoz hasonlóan itt is deformációt és beforgatódást jeleznek. E vetősíkok e szakaszon is É-ias dőlésűek. A feltárásban több szakaszon látható préselt blokkok közül ezen a részen mértük a leginkább D-ies döléseket. Itt érvényesült tehát leginkább a P_{III} -ra jellemző hatás, míg a szelvény többi részén csak nagyon alárendelten érzékelhető.

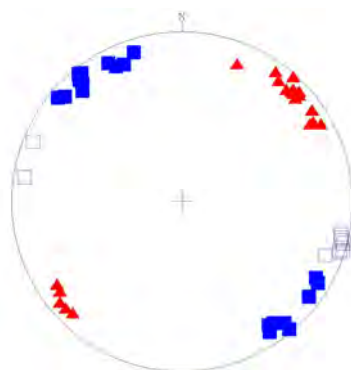
A 7.6.13. ábrán bemutatott 80–90m közötti szakaszon kirajzolódó redők felszínei NyDNy-i dőlésűek. A redőfelszín a szakasz elején, egy kisebb deformált zónát követően meredekebben dőlnek, felszínükön feltolódás nyomaival, majd egy laposabb dőlésű, kevésbé zavart zóna következik. Ez érthető, hiszen a fel- és rátolódásnál az alul és felül lévő redőrészek dölései a folyamat előrehaladtával divergálnak, az alsó laposabb, a rátolódó egyre meredekebb dőlésűvé válik.

A feltárás kőzetét dominánsan deformáló erőhatás (P_1) DNy-ről, átlagosan 231° irányából hatott palásodást és diszharmonikus redőződést (tengelyirányok szórása 37°) hozva létre (7.6.14. és 7.6.15. ábra). A kevésbé markáns P_{II} DK-ről, átlagosan 137° irányából hatott, szintén létrehozva egy gyengébben észlelhető palásodást és redőződést. P_{II} redőtengelyei jóval egységesebb képet mutatnak, szórásuk mindössze 23° (7.6.14. és 7.6.15. ábra). P_{II} legmarkánsabb hatása az, hogy egyes szakaszokon deformálta P_1 elemeit változó mértékig elforgatva saját irányába meredek dőlésű, vetőkarcokkal sűrűn borított felületek mentén. A vetőkarcok lefutása általában közel vízszintes vagy attól kevésbé eltérő. A 7.6.15. ábrán látható, hogy mind a P_1 , mind a P_{II} erők hatására kialakuló konjugált litoklázis párok egyik fele K–Ny-i csapással (276° - 96° , 272° - 92°), É-i dőléssel fejlődik ki. Ez az egybeesés annak köszönhető, hogy a két erőhatás csaknem merőleges volt egymásra. P_1 elemeinek az elfordulása a nyitottabb, fejlettebb konjugált litoklázisok mentén ment leginkább végbe.

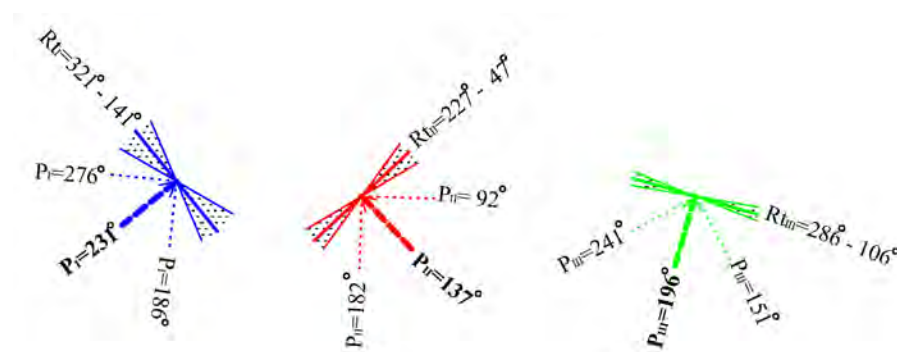
Az elforgatás a Csanyik-szelvényben nem volt annyira erős, hogy P_1 elemeit teljesen P_{II} irányába forgassa, hanem csupán átmeneti helyzetbe mozdította el P_1 és P_{III} jellemző főirányai közötti irányba. Ahol az elforgatás túlment a köztes állapoton és elérte az É-ias vergencia irányt ott már a P_{III} eredő erőrendszerrel beszélünk, amely ideális esetben 0° felé vergált, de kitérése ettől K-i és Ny-i irányba legfeljebb 15° lehetett (MCINTOSH – KOZÁK 2005, 2006, 2007, MCINTOSH et al. 2008). Csupán egy erőteljesen préselt DDNy-i dőlésű redőfelszínnel és NyÉNy-KDK-i dőlésű redőtengelyekkel jellemzett, enyhe, atipikus redőződést eredményezett (üres négyzetek a 7.6.14. ábrán). Ezek tehát P_1 elemei P_{II} által elforgatva, tehát egy éretlen, fejletlen P_{III} rendszerelemként fogható fel. Az elforgatás és préselés hatására a konjugált litoklázisok mentén erőteljesen morzsolt breccsaövek jöttek létre, amelyek gyakran a tűzköves és a tűzkő mentes

szakaszok határán jelentkeznek, ahol az érintkező kőzetek konzisztenciája nagyon eltérő, így e határfelületek közete érzékenyebben reagált a deformációs kényszerre. Itt gyakran a ridegebb viselkedésű, kovás, radiolaritos és/vagy a dolomitos részek aprózódnak erőteljesebben, mint a plasztikusabb mészkő vagy mészmárga.

A szelvényben P_I redőfelszínei 80–90méter között követhetők a leghosszabban, zavaró deformációk nélkül (7.6.13. ábra). E szakaszon azonban a redőtengelyek markánsan Ny-abbi dőlésűek és a redőtengelyek is Ny-abbi erőhatásra utalnak. Ebből arra következtethetünk, hogy az eredeti P_I erő itt 250° felől (vagy még Ny-abbról) érthette a területet. Feltehetően azokon a szakaszokon sikerült az erőteljesebb beforgatódás, ahol az eredeti P_I redők a diszharmonia folytán eleve közelebb állhattak P_{II} irányához és e redőket jóval hegyesebb szögben érte P_{II} hatása.



7.6.14. ábra A Csanyik-völgyi feltárásban (HL8) mért redőtengelyek dőlésiránya (az üres négyzetek a P_I és P_{III} közötti átmeneti helyzetet mutatják)

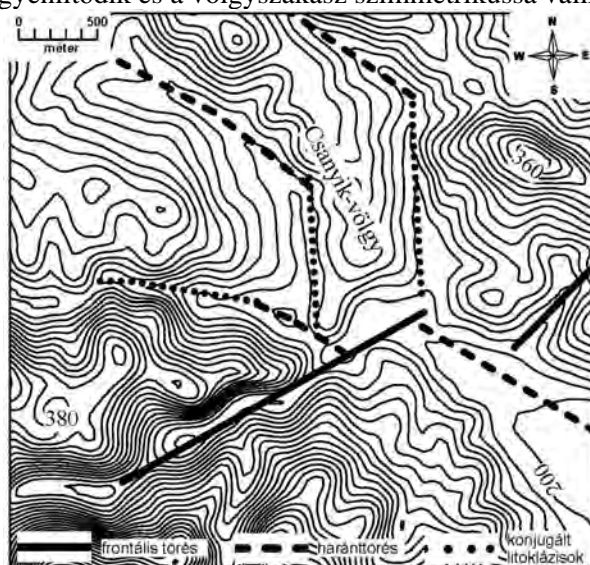


7.6.15. ábra: A „Csanyik-szelvényben” mért redőtengelyek csapása és diszharmonikus szórása, valamint az összletet ért nyomóerők iránya a konjugált litoklázisok csapásirányával

A Csanyik-völgy egészének lefutásában három szerkezeti irány jelentkezik, s e szerint 3 szakaszra osztható völgy. A Ny-i, hosszabb és a K-i legrövidebb szakaszok P_{II} haránttörésének csapásirányában (317° – 137°), valamint P_I redőtengelyeinek átlagos dőlésirányai (321° – 141°) mentén fejlődtek ki (7.6.16. ábra).

A középső völgyszakasz P_I jobboldali, valamint P_{II} baloldali konjugált litoklázisának csapásirányával (6° – 186° , illetve 2° – 182°) egyezik meg, tehát csaknem pontosan É-D-i

lefutású. Ez a konjugált litoklázis, tehát – a párjával ellentétben – nem szolgált vetősíkkal az egyes szerkezeti elemek elforgatásához, viszont a morfológiában igen markánsan megjelenik, csaknem olyan, mintha egy D felől ható erő haránttörése lenne (7.6.16. ábra). Általánosságban elmondható irodalmi tapasztalatok alapján, hogy a konjugált litoklázisok enyhén aszimmetrikus völgyeket hoznak létre, míg a haránttörések mindkét oldala egyformán igen meredek (SZALAI et al. 1999, SZALAI et al. 2002). A Csanyik-völgy esetében azt tapasztalhatjuk, hogy a konjugált litoklázisokat követő szakasz völgyoldalai egyformán meredek, ezért is hasonlítanak annyira egy haránttörés mentén kialakult völgyszakaszra. Ennek oka azonban az, hogy az ellentétes konjugált litoklázisok ellentétesen aszimmetrikus völgyeket hoznak létre, ami egy ilyen „közös” völgy esetében kiegyenlítődik és a völgyszakasz szimmetrikussá válik.



7.6.16. ábra: A vizsgálati terület nagyobb völgyeinek viszonya a tönkremeneteli irányokhoz

7.7. Bükkszentkereszt – Tatár-árok

7.7.1. Bükkszentkereszt mérési körzet mérési szelvényeinek bemutatása

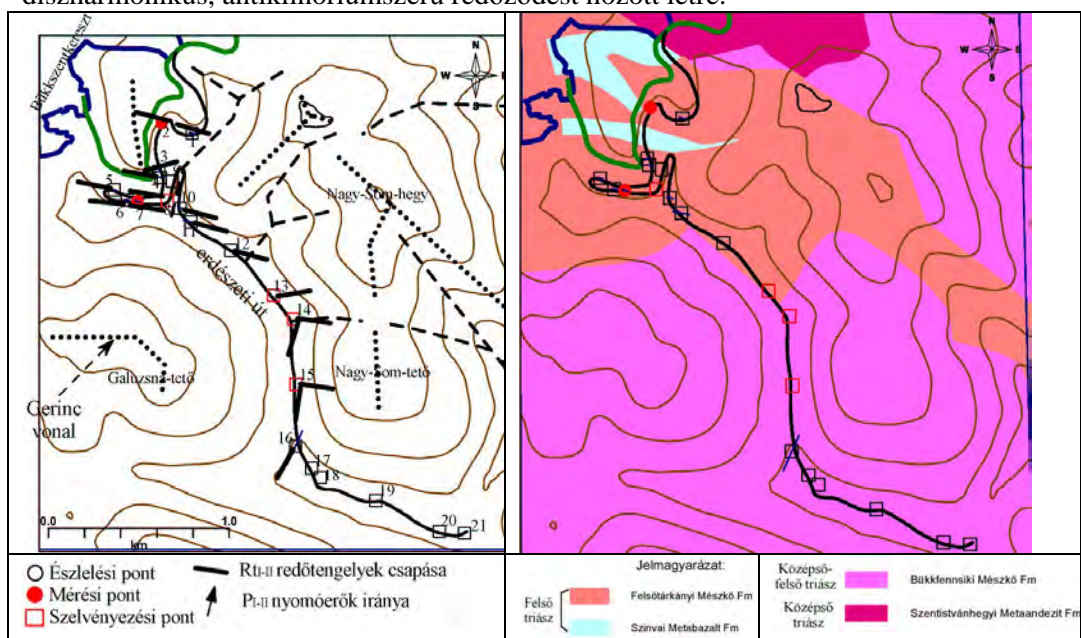
A 7.7.1. ábrán bemutatott vizsgálati terület a kiemeltebb helyzetű Keleti Bükk D-DK-ies lejtőoldalán Bükkszentkereszt határában húzódik, kiterjedése 7,5 km² (6. 1. ábra 8. sz.).

A területen 4 középső-felső triász litosztratigráfiai egység fordul elő (7.7.1. ábra). Legidősebb a Szentistvánhegyi Metaandezit Formáció, amelynek vegyes összetételű bázisos-neutrális-savanyú vulkáni, sőt piroklastikus képződményei egy tektonikusan átmozgatott, változóan megpréselt, helyenként fóliásodott szerkezetű rétegvulkáni komplexumot alkotnak (HAAS 1993). Anyaga az összetétel és a tektonikus igénybevétel függvényében eltérő megjelenésű és szilárdságú. Masszív tömegben nyomóerőknek viszonylag ellenálló képződmények, amelyek a velük érintkező mészkövekben

befolyásolták a deformációt. Feltártságuk és szerkezeti irányítottságuk a mészkövekéhez hasonló.

A Bükkfennsíki Mészke Formáció selfperemi és partközeli fáciesű, míg a fiatalabb Felsőtárkányi Mészke Formáció egy kimélyülő intraplatform süllyedék pelágikus lerakódása (HAAS 1993). A Szinvi Metabazalt telérszerű alkata és tektonikusan préselt peperites szegélyzónái nem rétegvulkánszerűen települt összletre (HAAS 1993) emlékeztetnek. Olyan jura prerift tektogén felnyomulások lehetnek, melyek vulkáni szintje a jurával együtt lepusztult. E testek orientációja és szerkezeti irányítottsága jó egyezést mutat a területre jellemző elsődleges (P_1) térrövidülési iránnyal.

Bükkfennsík szélétől a Nagy-Som-tetőig DK-re lefutó 5km-nyi erdészeti út mentén 21 mikrotektonikai szelvényezési ponton észleltük a területen uralkodó DNY felől ható elsődleges (P_1) nyomóerőt, amely a rétegösszletben ÉK-i vergenciájú diszharmonikus, antiklinórium-szerű redőződést hozott létre.



7.7.1. ábra: Bükkfennsík DK-i előterének topográfiai és földtani vázlata mikrotektonikai észlelésekkel

Az útvonal É-i 2/3-ában egyértelműen a P_1 dominanciája érvényesül. Az antiklinórium-szerű megjelenést a redőfelszín különböző magasságokban megfigyelhető és mérhető görbületeinek dőlésirányai igazolják. E dőlésértékek helyileg nagyon eltérők, néhol az 50° - 80° -ot is meghaladhatják, míg az ellapuló szakaszaik 10° - 20° -nál kisebb szögűek. E redőfelszínnek gyakran egy korai enyhe palásodás nyomait viselik. Ezt felerősítik helyenként a diszharmonia okozta divergáló belső síkok menti elcsúszások rövid vetőkarcai és a szorosan illeszkedő felszíneken történő enyhe polirozódás. Ugyancsak megfigyelhetők éles dőlésszög váltások, ahol a görbületek mentén a palásodó anyag kivékonyodik, folytonossága a félmerev-félpasztikus állapotban felvett deformálódás következtében klivázsszerűen szétszabdalódik és megszakad, jó terepet nyújtva a felszínformáló erőziónak.

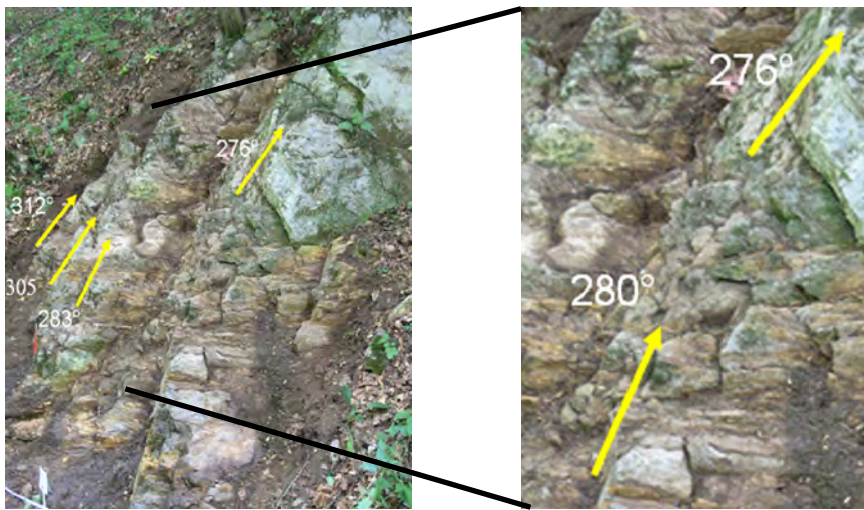
A 13. számú szelvényezési pont 25m hosszú, 3m magas, középső részén a szerkezeti deformációk jól értelmezhetők. Bár megjelennek a DK-ről ható P_{II} deformációi, az elsődlegesek markánsabbak, mivel a lemezes mészkőben az elsődlegesen gyűrt felszínnek (7.7.2. *ábra*) mentén palásodást okoztak, gyakran a rétegfelszínnek mentén. A világosszürke mészkőbe rétegzett sárga színű vékonylemezes márgabetelepülések többnyire követik az elsődleges palásodás irányait. Néhány helyen azonban ismétlődő erőhatásra kényszerdeformációk léptek fel, ami miatt az így kialakult meredek É-ÉK-i dőlésű palássági síkok rövid szakaszokon átmetszik e márgarétegeket. Ez különösen a diszharmoníák közelében figyelhető meg.

A P_I rendszerben a térrövidülést követő palásodást okozó préseléses nyomás már a gyűrt rendszert érte. Nagyrészt azonos tengelyirányú volt a nyomóerő, amely azonban a helyi tengelytorzulások és diszharmoníák gyűrt rétegeit már a merőlegetől kissé eltérő helyzetben érte és újrapalásította. E $P_{I(2)}$ fázis megtartotta, és saját stressz síkjába forgatta a rendszer uralkodó elemeit, megerősítette annak palássági felületeit és tovább érlelte tönkremeneteli töréshálóját. Az első gyűrődések még közel plasztikus állapotban érheték az összletet, így annak töréses elemei (frontális- és haránttörések, valamint konjugált litoklázis párok) nem voltak fejlettek. A $P_{I(2)}$ az előző redőződés diszharmoníáit átpalásította, ami a sárga lemezes márgarétegek szétszabdalódásában mutatható ki (MCINTOSH – KOZÁK 2005).

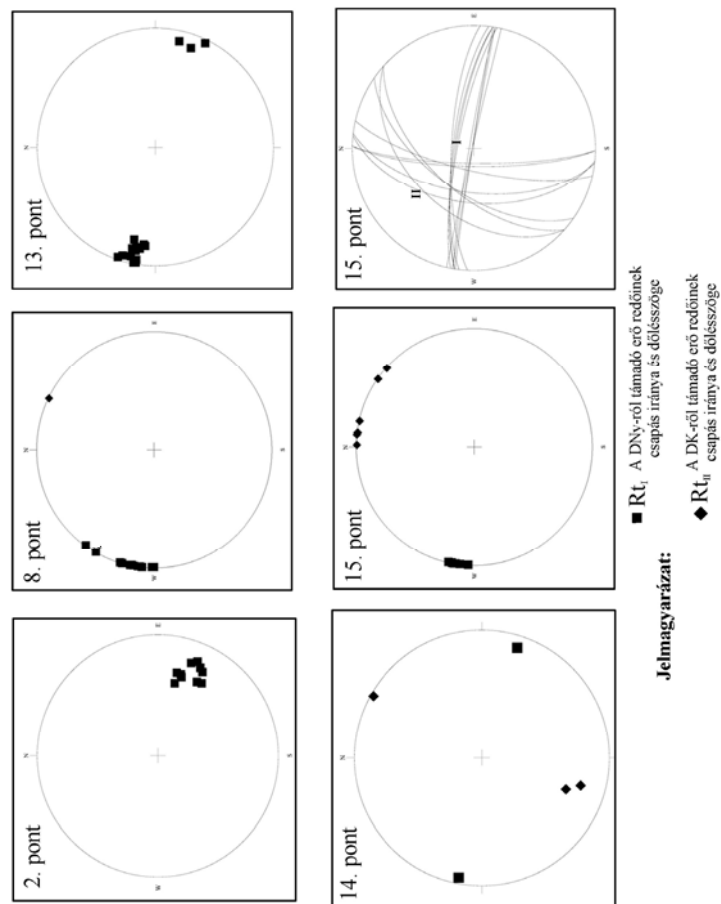


7.7.2. *ábra*: A 13. mérési pont elforgatott P_I redője

A területen konzekvensen végighúzódó elsődleges redőtengely irányokban csupán a 3-as és 13-as pontok környékén érzékelhetők kisebb torzulások. A 3-as mérési pont esetében látható, hogy egy oldalvölgy mentén jelentkezik az átlagostól erősebben eltérő érték. Ennek oka abban jelölhető meg, hogy a redőfrontok EK-ies térrövidülése és előremozgása során a helyi eltérések miatt belső nyírófeszültségek ébredtek, amelyek a tengelyekre merőleges haránttörések formájában oldódtak fel, helyenként kisebb balos-jobbos elvetődésektől kísérve. E mozgások a haránttörés menti rétegzési-palássági frontokat felaprózzák vagy kiforgatják. E pontokon nyílik ezután leginkább lehetőség a



7.7.3. ábra: A 15. mérési pont közelében mért P_I és P_{II} felületek (jobbra nagyítva)



7.7.4. ábra: Kiválasztott szelvényeiben mért redőtengely és palásság dölések sztereogramjai Bükkszentkereszt környékén

redőfelszíneket átmetsző eróziós oldalvölgyek kialakulására, míg a fővölgyeket gyakran a redőteknők, illetve a P_I erőrendszer konjugált litoklázisai jelölik ki.

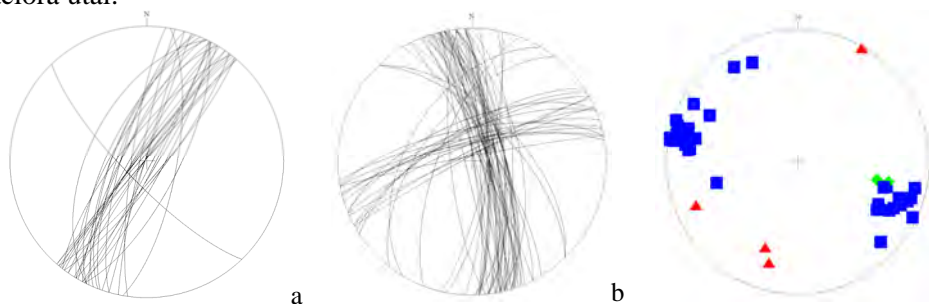
A 14-21. számú mérési pontok területén fokozatosan erősödik annak a DK-ről ható másodlagos erőrendszernek (P_{II}) a jelenléte, amely P_I deformációs és törési elemeit saját irányába igyekszik beforgatni, s így eltorzítja azok jellemző szögértékeit, másrészt annak egyes elemeit eltérő funkcióval felhasználja, illetve helyenként felülbélyegzi (7.7.3. ábra). E hatások DK felé erősödnek.

Háromdimenziós megfigyelésekre a legalkalmasabb feltárás a 14. ponton kőbányászati céllal létrehozott fejtési udvar, amelynek frontja követi az elsődleges rendszer palásodási síkirányait. Itt válnak mérhetővé azonban először a P_{II} rendszer okozta gyűrődések (7.7.4. ábra) és palásodások (7.7.4. ábra). Ezek rendszerint vagy igen kis méretű amplitúdójúak, vagy olyan enyhe ívű, viszonylag nagy hullámhosszúságú formák, amelyeknek a bányafal vertikumában csak rövid szakasza érzékelhető.

A 14-21. számú mérési pontok környezetében a többször ismétlődő kétirányú erőhatások kölcsönösen torzító hatása miatt előfordulnak olyan szerkezeti elemek, amelyek mindkét rendszerben töltenek be bizonyos funkciót. A fokozatos deformáció során előfordulhat, hogy az eredeti helyzetéből elcsavart elsődleges redőtengely mentén az elsődleges és másodlagos redőfelszín és palásodási irányok már nem merőlegesek, hanem hegyesszöget zárhatnak be. A feltárások felszínére így kimetsződő kettős redőfelszín gyakran karéjosan balra vagy jobbra lefutó kőbordákat rajzolnak ki, amit a karsztos korrózió még fel is erősíthet.

7.7.2. Bükk-szentkereszt mérési körzet összefoglaló értékelése

A Bükk-szentkereszt DK-i határában 5km hosszan, kb. 200m vertikumban feltároló triász mészkőösszlet ÉNy-i 2/3-a egy DNy-ről ható idős (kréta) elsődleges erőhatás (P_I) okozta térrövidülés eredményeként antiklinórium-szerű diszharmonikus redősorozatba gyűrődött. Az erőrendszer által létrehozott haránttörések és konjugált litoklázisok jól mérhetők (7.7.5. ábra 'a', illetve 'b' diagram). A jobb oldali konjugáltak szórása, a diagramban szétseprűződő megjelenése 20-25°-os, az óramutató járásával ellentétes rotációra utal.



7.7.5. ábra: A Bükk-szentkereszt-nél mért P_I erőrendszerű haránttörések (a), konjugált litoklázisok (b), P_I , ill. P_{II} erőrendszerek redőtengelyeinek (c) sztereogramja

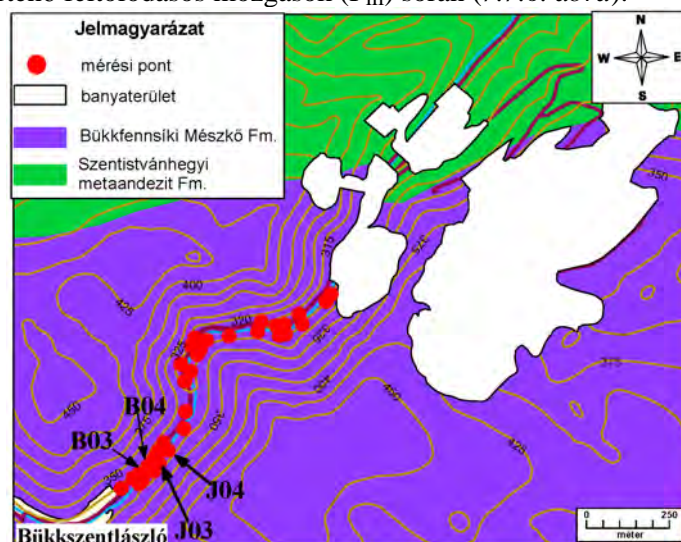
A redősorozat tengelyirányai jól definiálhatók és konzekvensen követhetők, s csupán a DK-i 1/3-nyi területén válik fokozatosan kimutathatóvá egy erre közel merőleges, az előbbivel időben-térben átfedődő némileg fiatalabb erőrendszer (P_{II})

deformációs hatása (7.7.5. ábra 'c' diagram). 5-6km²-nyinek tekinthető az a „szerkezeti elemi cella”, amelyben az elsődleges erőhatás nyomai konzekvensen dominálnak, sőt helyenként kizárólagosnak tűnnek. Az összletben kimutatható legkorábbi palásodás főként réteglap menti, illetve ebből következően egybeesik az egyes ellapult redőfelszínek orientációjával is.

A DK-ről ható másodlagos erőhatások e területészen alárendelten érvényesülnek, DK felé erősödnek és az elsődleges rendszer szerkezeti elemeit használják fel, miközben a redőfelületeket és palássági síkokat változó mértékig beforgatják saját irányukba. A mért eredmények kb. 20°-25°-os, az óramutató járásával ellentétes irányú rotációra utalnak.

7.7.3. Tatár-árok mérési körzet mérési szelvényeinek bemutatása

A Tatár-árok meredek falú, gyakran szurdok jellegű völgyében 35 szelvényezési pontban végeztünk mikrotektonikai méréseket a műút mentén, a patak mindkét oldalán. A feltárások a Bükkfennsík Mészke Formációjában található, amely domináns a völgy környékén. Tőle É-ra a triász Szentistvánhegyi Metaandezit Formáció jelenik meg, amelynek masszív tömege mechanikai akadályt, s így torlódási okot jelentett a relatíve fiatal É felé történő feltolódásos mozgások (P_{III}) során (7.7.6. ábra).

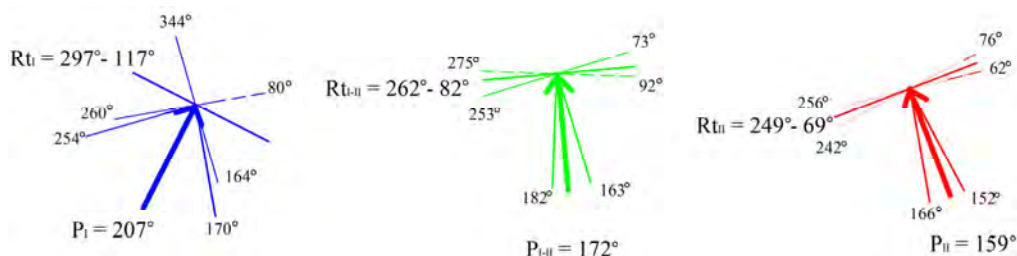


7.7.6. ábra: A Tatár-árok és környezetének földtani térképe a mikrotektonikai szelvényezési pontokkal

Az alábbiakban a fontosabb, jellemző mérőpontok eredményeit mutatjuk be. Folyásirányban haladva a balparti első szelvényben (B01) mért redőtengelyek három csoportra oszthatók (7.7.11. ábra 'a' diagramja). Közülük az ÉK-i vergenciájú P₁ erőrendszer hatásai (pl. redőtengelyek) dominálnak, ezek tekinthetők időben elsődlegesnek (késő jura – kora kréta). Átlagos iránya 207° felől hat (7.7.7. ábra).

E redőtengelyeket a 7.7.11. ábrán mutatjuk be. Itt látható, ezek erőteljesen szórnak, vagyis eredetileg is diszharmonikusok lehettek, amelyek később, a felülbélyegzés során tovább deformálódtak. A gyűrődéses összletet befolyásolták olyan torló hatások is,

amelyek az andezittest közelében fokozták a diszharmoniót és kaotikusabbá tették a redőződést (7.7.8. ábra). A belső eltolódások mentén becsípődött diszharmonikusok gyakran törésszerű görbületekkel hajlanak át.



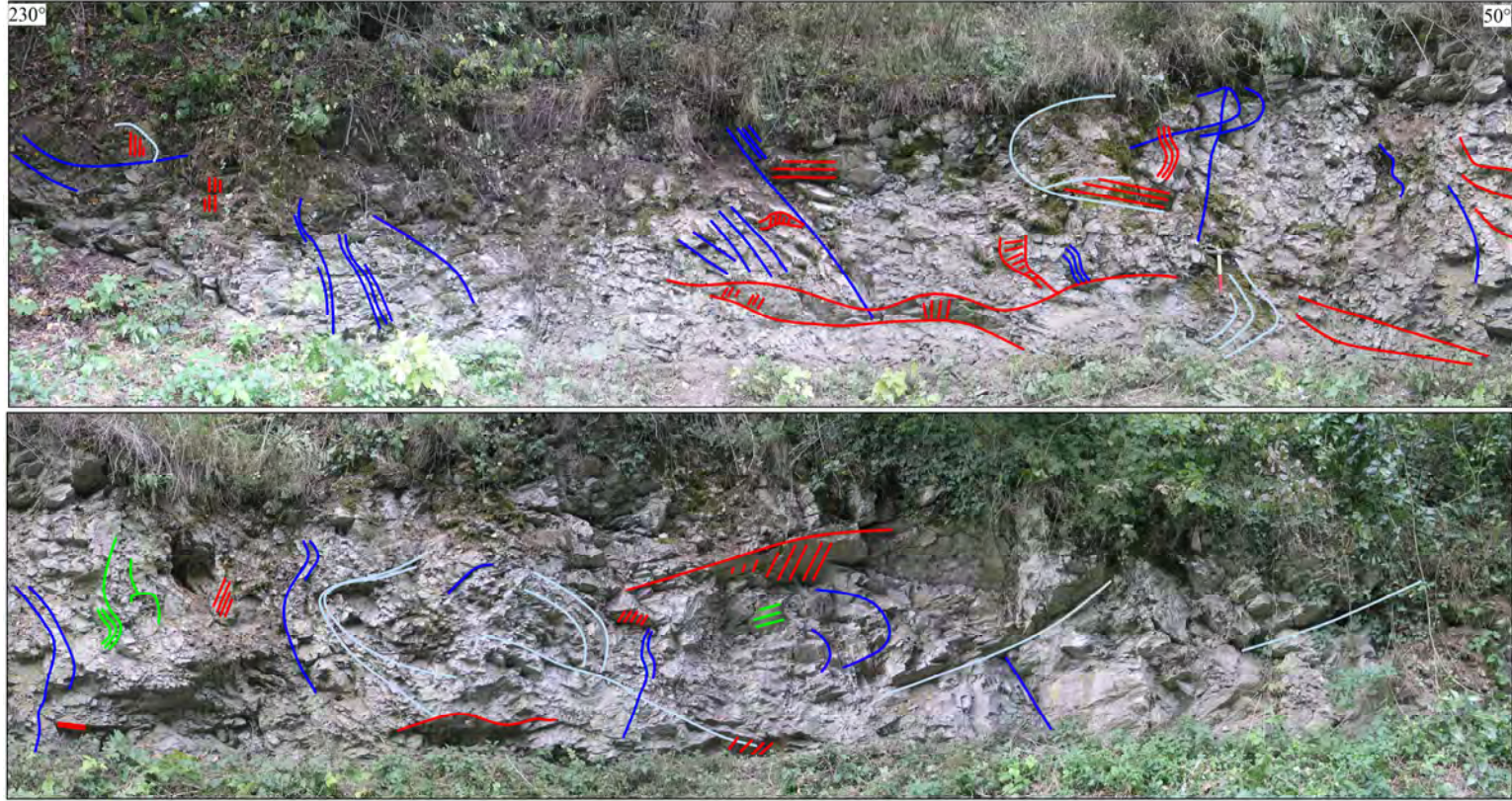
7.7.7. ábra: A Tatár-árok B01-es feltárásában mért átlagos redőtengely dőlésirányok vektoros ábrázolása

Az időben elsődleges P_I erőrendszer deformációs elemeit nagyban átformálta a P_{II} erőhatás, amely a 7.7.7. ábra alapján DK felől, 159° irányából hatott. Az R_I redőket megprézelte, néhol kissé elforgatta, s egyes részleteket saját redőfelszínévé alakított át. Ez utóbbi jelenség főleg a szelvény jobb szélső 5-8méterén látható. A ferde irányból érkező nyomás miatt az R_{II} redőfelszínének néhol kilapultak és hajóorryszerűen végződnek el, de ebben a fiatal, É-ias feltolódások komprimáló hatásának is szerepe lehetett.

A sztereogramon (7.7.11. ábra 'a' diagram) az ÉNy felé dőlő R_I redőtengelyek három kisebb csoportot alkotnak. Feltehetően a legészakibb redőtengelyek őrizhették meg leginkább az eredeti orientációjukat. A későbbi erőhatások változó mértékig deformálták, elforgatták a többi redőtengelyt. Így a második csoport tengelyeit ÉNy-i irányba, a harmadik csoportéit pedig Ny-i irányba forgatták el. Vélhetően e deformáló hatás miatt mutat DDNy felől az átlagos P_I erővektor. Valószínű, hogy eredetileg a P_I erő Ny, illetve NyDNy felől hatva prézelte az összletet. A szelvényt alulról, felülről beágyazó, viszonylag sík felszínének R_{II} elemei, de eredetileg R_I rendszeréhez tartoztak.

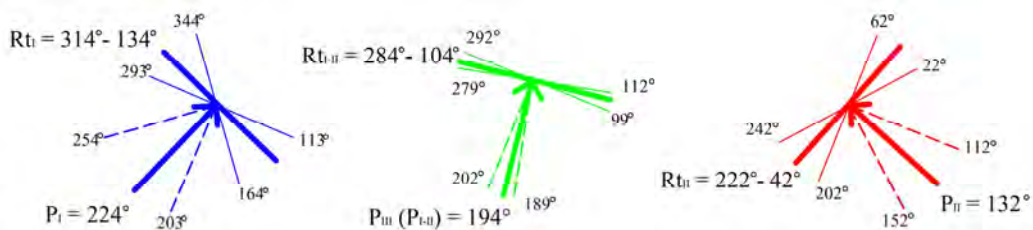
A harmadlagos, D felől, 172° irányából (7.7.7. ábra) ható erő elemei meglehetősen alárendeltek ebben a feltárásban, mindössze néhány átmeneti R_{I-II} redőtengely volt mérhető. Ugyanakkor hatása abban nyilvánul meg, hogy R_{II} elemeit deformálta és elforgatta egy a tágabb környezetben megfigyelt orientációnál 20-25°-kal D-iesebb irányba. Ez az ÉNy-ias rotáció okozta P_I redőtengelyeinek elfordulását is.

A baloldali harmadik szelvény (B03) vöröses középszürke, cukorszövetű lemezes mészkő. Az 7.7.11. ábra 'b' sztereogramja azt mutatja, hogy itt is elsősorban P_I domináns, átlagosan 224° felől hat. P_{II} kevesebb szerkezeti elemet hozott létre, viszont deformálta és felhasználta P_I egyes elemeit. Ez az erő átlagosan 132° irányból érkezhett (7.7.9. ábra). P_{III} a 7.7.9. ábra alapján a tágabb környezettől eltérően itt helyileg nem D-ről, vagy DK-ről, hanem DDNy felől, 194° irányából érkezett. E feltárásban úgy tűnik, hogy az egymásra csaknem merőleges P_I és P_{II} eredője lehetett a harmadlagos erőhatás (P_{I-II}), helyi egyedi sajátosságként P_I túlsúlyával. Ezért lehet, hogy P_{I-II} átlagos iránya (194°) csaknem egy erőteljesen deformált, elforgatott P_I irányhoz közelít.



— R_I — R_{II} — R_{III} — átmeneti

7.7.8. ábra: A B01 szelvény kiértékelt mikrotektonikai fotódokumentációja (Tatár-árok)



7.7.9. ábra: A Tatár-árok B03-as feltárásában mért átlagos redőtengely dőlésirányok vektoros ábrázolása

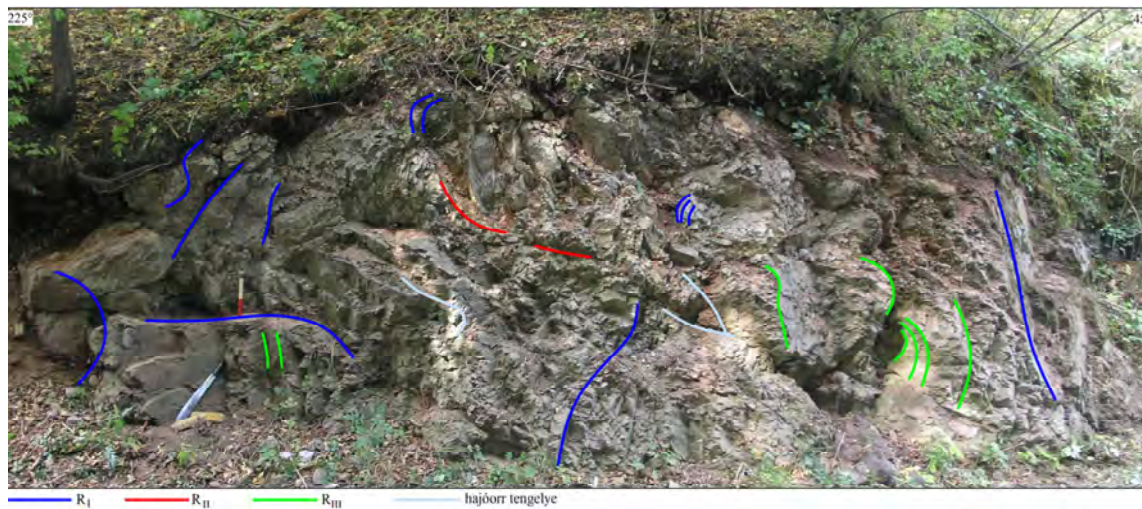
A feltárás egyetlen szabályos félkörívet rajzoló R_I redő belsejét mutatja belső diszharmonikusokkal (7.7.10. ábra). Ezek szögeltérései miatt egyes részeit az R_{II} , alárendeltebben az R_{I-II} részeivé formálta a fiatalabb felülbélyező deformáció. A meghatározó főirányokat az R_I szolgáltatja, de viszonylag markáns az R_{II} és itt, ezen a szakaszon alárendeltebb az R_{I-II} . A néhol kaotikusnak látszó belső zóna abból adódik, hogy a belső redők mozgása egyenetlen, néhol bepréselődnek a rendelkezésre álló térbe és/vagy palásodnak, egyes szárnyaik kifordulnak és folyamatosan mennek át R_{II} és R_{I-II} felületekbe.

A torlóerők nagysága és ismétlődése miatt kisebb belső elnyíródások játszódtak le, aminek eredményei rövid karcos vetőfelszínek és breccsazónák, illetve néhol a redők beroppank, szögletes görbülete a kényszeres helyfoglaló átrendeződés miatt.

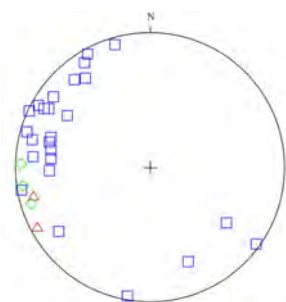
R_I elemeinek deformációja R_{II} és R_{I-II} által a 7.7.11. ábra 'b' sztereogramján is érzékelhető. E feltárás elsődleges redőtengelyei is alapvetően három csoportra oszthatók. A három csoport fokozatos elfordulást jelez az óramutató járásával ellentétesen. A redőtengelyek ilyen irányú elfordulását a másodlagos és a harmadlagos erő okozhatta. Az eredeti elsődleges nyugatias erőirányt legjobban a kb. 350° , illetve a kb. 170° irányába dőlő redőtengelyek őrizték meg. A DK felé, valamint a KDK felé dőlő redőtengelyek már deformált, elforgatott redőtengelyek.

A baloldali 4-es feltárás (B04 szelvény) P_I és P_{II} erőrendszerek eredő erőhatásának elemeit tárja fel elsősorban. A szelvény középső részén egy jellegzetesen Möbius szalagra emlékeztető módon deformált elsődleges redő dominál, amely csigára emlékeztető alakzatot formál (7.7.12. ábra). A „csigán” és közvetlen környezetében, a szelvény anyagában uralkodnak az R_I redőfelszín irányai. Ez egy kisebb méretű diszharmonia egy nagy ívű redősoron belül.

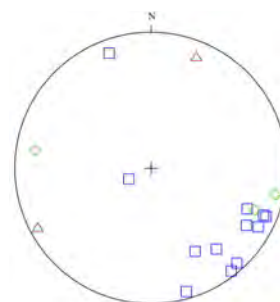
A két karsztos üreget tartalmazó és 7-8m-es magasságot is elérő 8. feltárás a bal oldalon (B08 szelvény) szürkés-fehér színű, vékonylemezes mészkövében több helyen vörösagyag bemosódás látható. A szerkezet központi eleme néhány nagyobb redő, amely meredek lejtéssel fut végig a fal teljes vertikumán. Az egyik közülük az R_I -nek megfelelő, néhol kissé torzult orientációjú redőfelszín, amelynek legmarkánsabb feltárásai a nyugati barlangbejáratától balra felfelé láthatók. Felülete kihengereltnek tűnik, enyhén hullámos, ami arra utal, hogy ezek mentén kisebb elmozdulások történtek több irányban. Felszíne rostozott, a vetőkarc nyomok szubhorizontális helyzetűek. A szelvényen két nagy, ÉNy-ias dőlésű törésfelület fut keresztül egymástól kb. 1,5-2,0m-re. Felületükön karcnyomok, kihengerlődés és vörösagyag bemosódás figyelhető meg.



7.7.10. ábra: A B01 mikrotektonikai szelvény kiértékelt felületei (Tatár-árok)



a



b

7.7.11. ábra: A B01 (a) és B03 (b) szelvényekben mért redőtengelyek sztereogramjai (Tatár-árok)

Az előbb említett R_I felszín elérve e két törésövet nehezen követhetővé válik, környezetében a mészkő breccsásodott (7.7.13. ábra).



7.7.12. ábra: A B04 szelvény kiértékelt felületei

A második fontos redőződési jelenség az egymást 10-20cm-es közökben követő R_{II} redőfelszínek. Ezek is meredek dőlésűek és átmetszik a szelvény egészét.

A karsztos üregek különböző magasságban jöttek létre, környezetükben redőprofilok és törések sűrűn megtalálhatók. A K-ibb helyzetű közelében erőteljes breccsásodás is jelentkezik, amely öv 20-80cm vastagságban végigvonul a szelvényen.

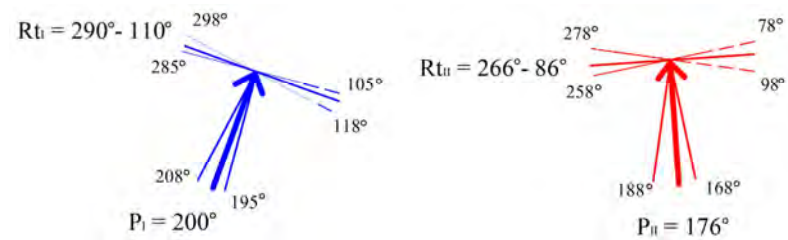
A völgy jobb oldalán lévő 3. szelvény (J03 szelvény) feltehetően egy olyan átmeneti szakasz jellegzetes feltárása, amely kívülről R_{II} és R_{I-II} felületei közé van zárva, de közöttük mindkét rendszer elemei és átmenetei is megtalálhatók. A legmarkánsabb felületek redőszerűen íveltek, nyújtott „S” alakokat formálnak. R_I 200° felől érkezett, viszont csak nyomokban ismerhető fel, összepréselve, beforgatva vagy más módon felülbélyegezve (7.7.14. ábra). R_{II} csak bizonyos irányból érzékelhető, kissé torzult, de ott viszonylag markáns. R_{I-II} a domináns irány, amelyek átmenetei is láthatók mind R_I , mind R_{II} felé.

A feltárás a befoglaló keret alapján uralkodóan P_{I-II} és P_{II} hatása alatt áll. A közé bezárt blokkokon belül viszont ez gyakran nem látható csak a határoló felületek környékén. E beágyazott és csak részben elforgatott blokkok mérete változó, általában néhány 10m nagyságú. Határaik és a haránttörések gyakran nyitottak, ami kedvez a relatív elmozdulásoknak és a másodlagos erőhatások blokkperemi feloldódásának. Emiatt e blokkok helyileg elfordulhatnak a jellemző főirányoktól. A bemutatott szelvényekben gyakran mérhető olyan átmeneti deformációs irányok (pl. 7.7.8., 7.7.13. ábrák), amelyek lokálisak és e lazán illeszkedő nagyméretű kőzetblokkok egymáshoz viszonyított elmozdulásának nagyobb szabadsági foka miatt alakulnak ki, mivel korlátozottan bár, de több irányban térhetnek ki a kompresszió elől. Ezért jelentkeznek felületeik mentén erőteljesebb aprózódások, préselődések, lokális, gyakran horizontális vetőkarcok, míg belsejükben alig látható a jellemző erőhatások nyoma.

A 7.7.14. ábrán látható, hogy bár mind az elsődleges, mind a másodlagos erő elég egységes irányt mutat, deformáltak. Ennélfogva, a harmadlagos erőhatás itt nem mérhető, csupán egyes elemek alapján következtethetünk meglétére.



7.7.13. ábra: A B08 szelvény kiértékelt felületei



7.7.14. ábra: A Tatár-árok J03-as feltárásában mért átlagos redőtengely dőlésirányok vektoros ábrázolása

A baloldali 4-es feltárás (B04 szelvény) P_I és P_{II} erőrendszerek eredő erőhatásának elemeit tárja fel elsősorban. A szelvény középső részén egy jellegzetesen Möbius szalagra emlékeztető módon deformált elsődleges redő dominál, amely csigára emlékeztető alakzatot formál (7.7.12. ábra). A „csigán” és közvetlen környezetében, a szelvény anyagában uralkodnak az R_I redőfelszín irányai. Ez egy kisebb méretű diszharmónia egy nagy ívű redősoron belül.

A két karsztos üreget tartalmazó és 7-8m-es magasságot is elérő 8. feltárás a bal oldalon (B08 szelvény) szürkés-fehér színű, vékonylemezes mészkövében több helyen vörösgyag bemosódás látható. A szerkezet központi eleme néhány nagyobb redő, amely meredek lejtéssel fut végig a fal teljes vertikumán. Az egyik közülük az R_I -nek megfelelő, néhol kissé torzult orientációjú redőfelszín, amelynek legmarkánsabb feltárásai a nyugati barlangbejárattól balra felfelé láthatók. Felülete kihengereltnek tűnik, enyhén hullámos, ami arra utal, hogy ezek mentén kisebb elmozdulások történtek több irányban. Felszíne rostozott, a vetőkarc nyomok szubhorizontális helyzetűek. A szelvényen két nagy, ÉNy-ias dőlésű törésfelület fut keresztül egymástól kb. 1,5-2,0m-re. Felületükön karcnyomok, kihengerlődés és vörösgyag bemosódás figyelhető meg. Az előbb említett R_I felszín elérve e két törésövet nehezen követhetővé válik, környezetében a mészkő breccsásodott (7.7.13. ábra).

A második fontos redőződési jelenség az egymást 10-20cm-es közökben követő R_{II} redőfelszínek. Ezek is meredek dőlésűek és átmetszik a szelvény egészét.

A karsztos üregek különböző magasságban jöttek létre, környezetükben redőprofilok és törések sűrűn megtalálhatók. A K-ibb helyzetű közelében erőteljes breccsásodás is jelentkezik, amely öv 20-80cm vastagságban végigvonul a szelvényen.

A völgy jobb oldalán lévő 3. szelvény (J03 szelvény) feltehetően egy olyan átmeneti szakasz jellegzetes feltárása, amely kívülről R_{II} és R_{I-II} felületei közé van zárva, de közöttük mindkét rendszer elemei és átmenetei is megtalálhatók. A legmarkánsabb felületek redőszerűen íveltek, nyújtott „S” alakokat formálnak. R_I 200° felől érkezett, viszont csak nyomokban ismerhető fel, összepréselve, beforgatva vagy más módon felülbélyegezve (7.7.14. ábra). R_{II} csak bizonyos irányból érzékelhető, kissé torzult, de ott viszonylag markáns. R_{I-II} a domináns irány, amelyek átmenetei is láthatók mind R_I , mind R_{II} felé.

A feltárás a befoglaló keret alapján uralkodóan P_{I-II} és P_{II} hatása alatt áll. A közé bezárt blokkokon belül viszont ez gyakran nem látható csak a határoló felületek környékén. E beágyazott és csak részben elforgatott blokkok mérete változó, általában néhány 10m nagyságú. Határaik és a haránttörések gyakran nyitottak, ami kedvez a relatív elmozdulásoknak és a másodlagos erőhatások blokkperemi feloldódásának. Emiatt e blokkok helyileg elfordulhatnak a jellemző főirányoktól. A bemutatott szelvényekben gyakran mérhető olyan átmeneti deformációs irányok (pl. 7.7.8., 7.7.13. ábrák), amelyek lokálisak és e lazán illeszkedő nagyméretű kőzetblokkok egymáshoz viszonyított elmozdulásának nagyobb szabadsági foka miatt alakulnak ki, mivel korlátozottan bár, de több irányban térhetnek ki a kompresszió elől. Ezért jelentkeznek felületeik mentén erőteljesebb aprózódások, préselődések, lokális, gyakran horizontális vetőkarcok, míg belsejükben alig látható a jellemző erőhatások nyoma.

A 7.7.14. ábrán látható, hogy bár mind az elsődleges, mind a másodlagos erő elég egységes irányt mutat, deformáltak. Ennélfogva, a harmadlagos erőhatás itt nem mérhető, csupán egyes elemek alapján következtethetünk meglétére.

A feltárásban jellemzőek a szubvertikális „S” formák, amelyek a D-i szegélyen D felé nyújtottabbak, kisebb amplitúdójúak és meredekebbek, fokozatosan növekszik a hullámhosszuk. A feltárás É-i szegélye felé közeledve az „S” formák egyre zömökebbek, növekvő amplitúdójúak és csökkenő hullámhosszúak, ami arra utal, hogy szűkülő térben deformáltak, azaz közelednek egy, a korábbiakban említett, a regionális irányokat meghatározó, befoglaló másodlagos burkoló felülethez.

A Tatár-árok ÉK-i végében a KÓKA Kft. két szinten művelt mészkőbányája található. Az alsó, ~50m falmagasságú szinten a kőzet megjelenése nem egységes. A nagyjából É–D-i csapású feltárás É-i szegélyén a kőzet teljes breccsásodása jelzi az adott zónában való igen erőteljes igénybevételt. A bányafal többi részén – bár a többirányú igénybevétel és litoklázis rendszer látható – 0,5–3,0m-es egységekben, kompaktabban megmaradt a kőzet (7.7.15. ábra). A feltárás D-i, alsó részén É-i vergenciájú vetők sorozata mérhető (7.7.15. ábra 'f' kép). E rövidebb vetőket mintegy „lefejezi” egy az egész falon keresztülfutó, D-i vergenciájú feltolódás. Hasonló D-i vergenciájú, párhuzamos feltolódás több is látható a bányafalon. Ezek laposabb dőlésűek, mint az É-i vergenciájú feltolódások. Két D-i vergenciájú feltolódás közötti sávban megjelennek az É-i vergenciájúak is. Hasonló jelenségek a hegységben, elsősorban az ütközési frontok előtti zónában fordulnak elő. Értelmezésünk szerint a D-i vergenciájú feltolódások az É-ias (ÉK-i, majd ÉNy-i vergenciájú) mozgásokhoz kötődő, elsősorban a kiemeltebb helyzetben lévő térszíneken jellemző fiatalabb (7.7.15. ábra) visszapikkelyeződések (KOZÁK et al. 2001; PÜSPÖKI et al. 2013).

Ezek leginkább az ütközési frontok torlódásos, préseléses zónájában jelentkeznek. E területen közvetlenül a bánya É-i előterében található a Szentistvánhegyi Metaandezit nagyobb kiterjedésű tömege, amely mechanikusan szilárd akadályt képezett az É felé mozgó mészkőtömeg számára, s így megtorlasztotta azt.

Szintén az andezit vonulat közelségével magyarázható egy másik sajátos jelenség is, ami az általánosnál erősebb helyi komprimálódás következménye, amely a fiatal feltolódás idején érte el a maximumát. Az érzékelhető ugyanis a kőzetfelszíneken, hogy a P_I és P_{II} erőrendszerek deformációs nyomai teljesen elmosódtak, felülbélyegzettek vagy elforgattak, viszont markánsan kimutathatók a P_{III} -hoz köthető jelenségek. Ilyen az É-ra vergáló feltolódás és az ellentétes irányú visszapikkelyeződés, valamint ezek csaknem egybeeső konjugált litoklázisai. Az ilyen erősen préselt övekben a gyűrődések nem alakulnak ki, sőt a meglévők is eltűnni látszanak, viszont annál gyakoribbak a rajokban jelentkező elnyíródások, vetők, litoklázisok és helyenként a breccsásodás.

A 7.7.16. ábrán a Tatár-árok és környezetének topográfiai térképén együttesen ábrázoltuk a jellemző redőtengely csapásirányokat és a számított erővektor irányokat. Látható, hogy P_I átlagosan 226° , míg P_{II} 131° irányából hatott. A két erő csaknem pontosan 90° -os szöget zár be egymással, aminek az a következménye, hogy egyes tönkremeneteli elemeik egybeesnek, egymás elemeit felhasználták. Az összeteten belül helyileg ettől lokális eltérések lehetnek az említett lazán illeszkedő nagy blokkos szerkezet miatt.

A harmadlagos erő elemei 181° -os támadási irányra utalnak, ami a hegység É-i peremrészeinek helyileg jellemző, uralkodó csapásához jól igazodik.

A Tatár-árok P_I haránttörése mentén, a bükkszentlászlói völgy pedig P_{II} haránttörése mentén alakult ki. A két völgy közötti Nagysánc nevű kiemelkedést a két erőhatás redőződése hozta létre, annak íves megjelenése a völgyek találkozásánál az átmenetet



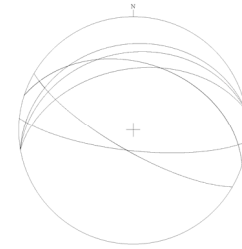
a



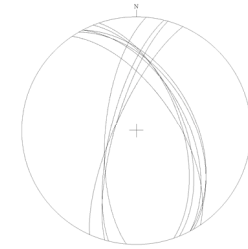
b



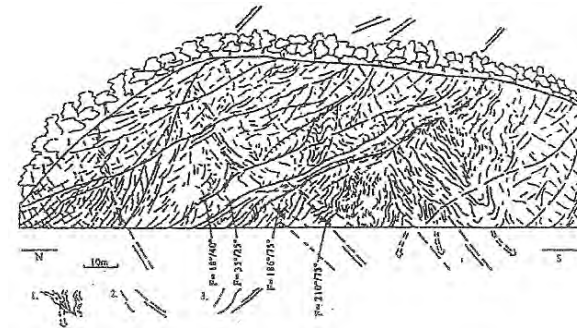
c



d



e



f

7.7.15. ábra: A KŐKA Kft. Mexikóvölgyi úti mészkőbányájának alsó udvara (a, b, c), értelmezett szelvényrajza (f), illetve a mikrotektonikai mérések sztereogramja (d, e)

adja a két erőhatás redői között. Tehát a Tatár-árok völgyét nem csupán P_I haránttörése, hanem P_{II} redőtengely csapásiránya (frontális törése) is preformálta, s ugyanez – csak ellenkező erőkkel – igaz a bükk-szentlászlói völgyre is. A két rendszer elemei közötti átmeneteket a Tatár-árkon belül is mindig a harmadlagos erő elemei kötik össze a blokkosodás okozta helyi torzulásokkal terhelve.

A völgy kiegyenlített lefutása éppúgy látszólagos, mint a feltárások falsíkjainak sík jellege. E látszólag egységesnek tűnő felületek nagyobb felbontásban „szétesnek”.



7.7.16. ábra: A Tatár-árok völgyszakaszainak irányítottága a feltárásokban mért törések és redőtengelyek átlagos irányához hasonlítva

A völgy sziklatalapzat, meredek falú, jellegzetesen tektonikus eredetű, ahol a kőzetanyag erőteljes breccsásodása miatt tudott kihordódni a felaprózódott közettörmelék. Feltételezhető, hogy a völgy egy, az R_I haránttörése mentén kialakult barlangrendszer beszakadását követően jött létre, melyek oldalágai egyes szelvényeinken is megjelennek csavartengelyű kiüregelődések formájában, ahol P_I és P_{II} erővektora helyileg nem merőleges, hanem annál hegyesebb szöget zár be. Összességében tehát a Tatár-árok és környezete két erőhatás elemeinek a szuperpozíciójával alakult ki olyan orientációban, ahogy ma látjuk.

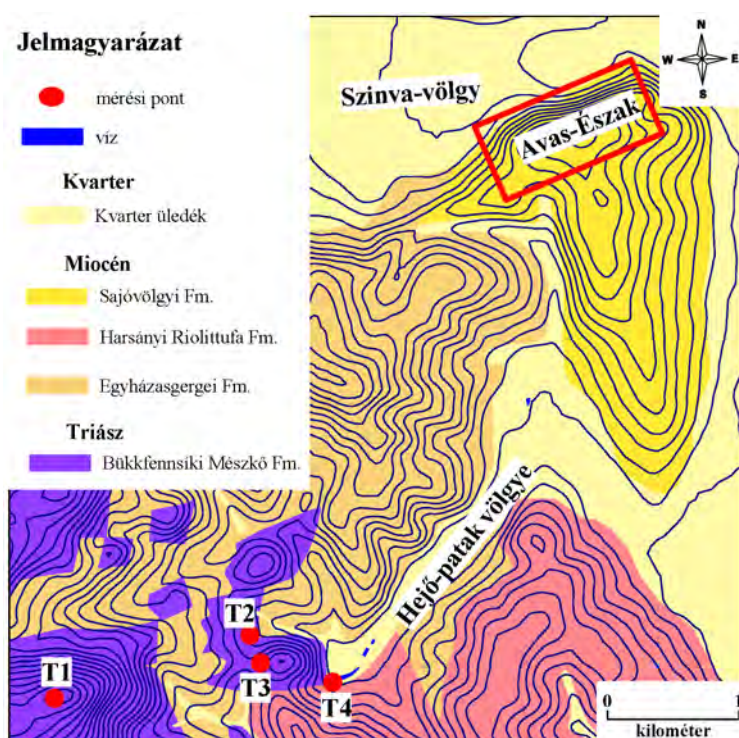
7.8. Miskolctapolca – Avas mérési körzet

A Bükk hegység legkeletibb szegélyzónáját (6.1. ábra 9. sz.) a Miskolctapolca határában, triász mészkő felszíneken felvett 4 mérési szelvény, valamint az Avas-Észak területének miocén képződményein végzett szerkezeti mérések alapján jellemezzük (7.8.1. ábra).

7.8.1. Miskolctapolca területe

Miskolctapolca környékén általában erősen összetört, breccsásodott, morzsolt kőzetanyag tönkremeneteli elemeit mérhettük. A Nagy-kőmázsa mészkőbányában minden fejtési szinten látható az erőteljes tektonizáltság (7.8.2. ábra). A felső két udvaron mért legfontosabb szerkezeti elemek sztereogramját mutatja be a 7.8.3. ábra.

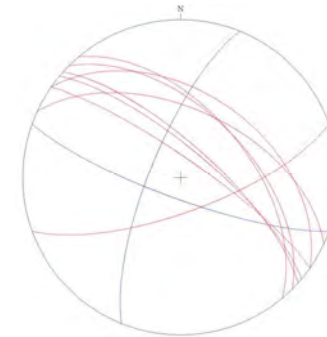
A sztereogramban látható ÉK-i dőlésű felületek P_{II} konjugált litoklázisai, míg a DK-i dőlés P_{II} feltolódási felületeire jellemző. A DNy-i dőlésű felület P_I feltolódása, míg az ÉNy-i P_I haránttörése. P_{II} konjugált litoklázisai közül csak a jobb oldalakat tudtuk azonosítani a fejtési falakon, ami az óramutató járásával ellentétes rotációra utal. Bár a P_{III} erőrendszer elemeit nem tudtuk azonosítani a bányában, annak hatása jól látható abban, hogy P_I és P_{II} szerkezeti elemei is deformáltan jelennek meg. Igen sok átmeneti helyzetű szerkezet is mérhető, ami P_I és P_{II} szerkezeti elemeinek átmenetére és/vagy deformáltságára utal.



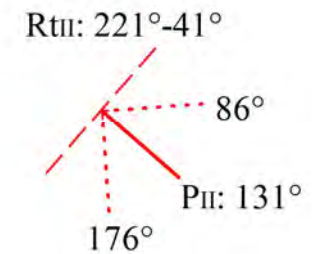
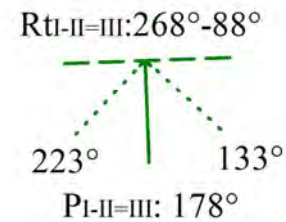
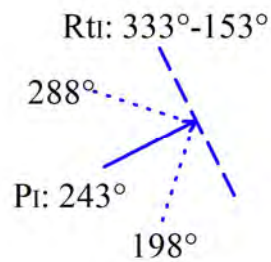
7.8.1. ábra: A Miskolctapolca – Avas mérési körzet földtani térképe a mérési helyekkel

A felső bányaudvaron több helyen jobbos elnyíródás karcnyomai egyértelműen bizonyítják a P_{II} hatása elől való kitérést a blokk K-i szegélyén. Ugyanezen a síkon a jobbos elnyíródás vetőkarcai felé mutató ferde feltolódási karcok már az elfordult blokkot érő újabb P_I nyomóerejének jelei. Ennek bizonyítéka a középső udvar belső részén néhány jól látható szerkezeti vonal, ahol valószínűleg K-i, majd ÉK-i irányú feltolódás látható a felső zónában. Mindkettő azt jelzi, hogy a P_{II} fiatal hatásának időtartama alatt a szélső blokk K felé lemaradt és elfordult. A rotáció mértéke helyenként a 30-50°-ot is elérheti. A rotáció már P_{II} hatása, de a markáns feltolódások és egyéb szerkezeti elemek P_I dominanciájára utalnak, ahogy az a K-i, ÉK-i szegélyen máshol is jellemző (lásd 7.1., 7.6., 7.7. fejezetek).

A miskolctapolcai barlangfürdő üregeiben még szebben látható a mészkő erőteljes felmorzsolódása, breccsásodása (7.8.3. ábra), a fürdő minden ága ilyen breccsazonában fut. A Vár-hegy környéki feltárásokban mért szerkezeti elemek alapján megadható a



7.8.2. ábra: A Nagy-kőmázsa legfelső udvarának fejtési falán látható a többirányú igénybevétel következtében összetört kőzet néhány markáns feltolódási síkkal a kép jobb oldalán. Jobbra a bányában mért szerkezeti elemek sztereogramja látható



7.8.3. ábra: A miskolctapolcai barlangfürdő egyik új (2013) vágatának „mennyezete”, illetve a Miskolctapolca környéki feltárásokban mért szerkezeti elemek alapján rekonstruált kompressziós erőrendszerek, valamint frontális töréseik (szaggatott), haránttöréseik (folyamatos) és konjugált litoklázisaik (pontozott vonal) átlagos iránya

három erőrendszer területre jellemző átlagos irányvektora (7.8.3. *ábra*). A felszíni mérések átlaga szerint P_I 243° irányából, míg P_{II} 131° irányából érhető legerősebben a közzettesteket (7.8.6. *ábra*). Ennek következményeként a két erő által létrehozott fő törések csapása nem esik egybe. $P_{I-II}=P_{III}$ töréseinek csapásiránya lényegében a két fő erő közötti átmeneteket jeleníti meg, így nem meglepő, hogy P_{I-II} egyes konjugált litoklázisai P_I vagy P_{II} valamely főtörésével esnek egybe. Miskolctapolca környékén P_I dominanciája nem olyan egyértelmű, mint a K-i, ÉK-i hegységperem más területein. P_{III} szerkezeti elemei, valamint a P_I és P_{III} erőrendszer közötti átmenetek jelennek meg nagy számban, valamint az erőteljes breccsásodás miatt nehezen értelmezhető formák kaotikussá teszik a szerkezeti képet. Mindez valószínűleg annak tudható be, hogy egyrészt a rotáció ezen a területen lehetett a legnagyobb, másrészt a közeli, több tíz km^2 kiterjedésű metaandezit, illetve metariolit testek nagyban befolyásolhatták a környező mészkövek deformációját és a terület szerkezeti blokkjainak viselkedését.

7.8.2. Az Avas-Észak területe

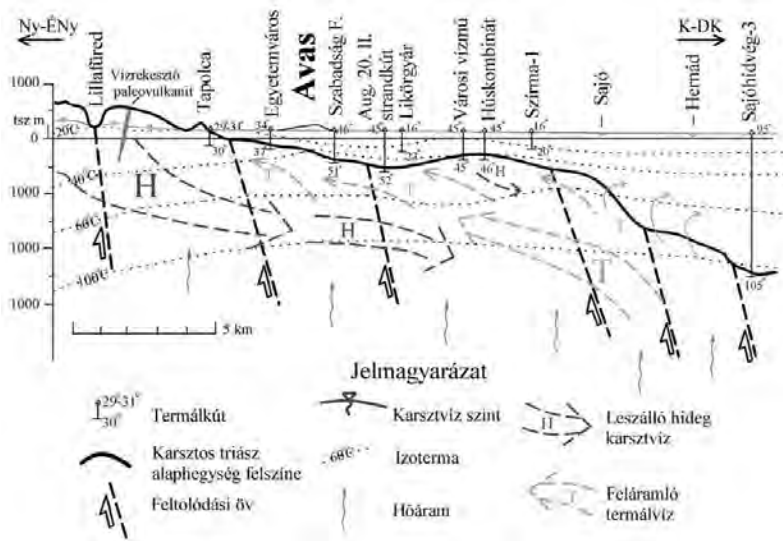
A triász aljzat Tapolcától DK felé fokozatosan mélybe fut és az Avas domb térségében kb. 270-320m közötti mélységközben húzódik. Mivel az aljzat egyes törései többnyire vetősíkok is, az ismétlődő szerkezeti mozgások során ezek egy része szükségszerűen átöröklődik a neogén rétegsorra. A Szinva-völgy É-i oldalán, hosszan benyúló oldalvölgyek is tektonikusan preformáltak, de a Sajó-völgy és oldalvölgyeinek irányában is felismerhetők a Bükkre jellemző szerkezeti főirányok.

A 7.8.4. *ábra* egy olyan földtani és hidrogeotermikai szelvényt mutat be, amely a Garadna-völgytől az Avas környezetén keresztül a miskolci Augustus 20. strandfürdő termálkútján át a triász aljzatot elért Sajóhidvég-3 fúrásig terjed. A triászra közvetlenül miocén képződmények települnek, tehát e térség helyenként erőteljesen kiemelt, eróziós környezet lehetett a neogénig. Másutt a miocén szerkezeti térszintagolódásnak és erózióknak esett áldozatul a neogén rétegsor nagy része. Ennek köszönhető, hogy a jura képződmények teljesen eltűntek a területről és hiányzik a kréta, valamint számos helyen a paleogén is.

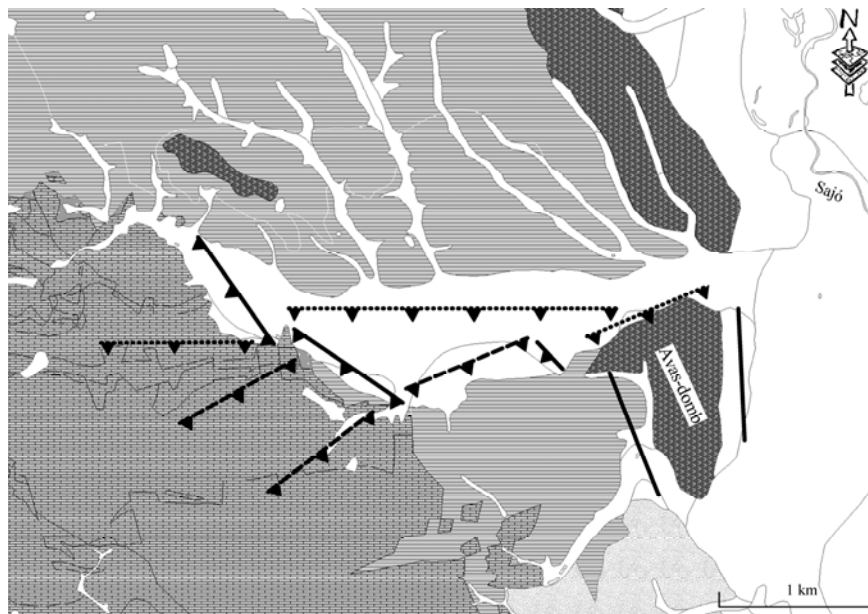
A triász összlet összetöröttségét az előző alfejezetben is láthattuk, de a mélyfúrások is ezt igazolják. Mivel a terület hosszabb ideig képezhetett kiemelt rögszerkezetet, valószínűleg gazdag lehet paleokarsztos jelenségekben is. A 7.8.4. *ábrán* feltüntettük a szelvény termogravitatív víz cirkulációs folyamatainak leszálló és felszálló ágait, melynek köszönhető a miskolctapolcai karsztforrások bőséges termálvízhozama (KOZÁK et al. 2009).

Egy olyan relatíve kis kiterjedésű eróziós morfogenetikai egységben, amilyen az Avas domb, nehezebben követvetők a szerkezeti főirányok. Ennek ellenére a domb határvonalai is a bükki rendszer töréseihez igazodnak, s emellett a pincesor felszíni és felszín alatti feltárásaiban számos helyen mérhetők voltak az összletre jellemző mikrotektonikai elemek.

A Szinva-völgy középvonala – a Majláth után – a Garadna-völgyhöz hasonlóan közel K–Ny-i csapású, de ez a csapásirány a völgyperemeken kisebb részelemekre tagolódik. E részelemek lefutása a jellemző három erőrendszer irányának megfelelő vergencia szerint enyhén cikk-cakkos (7.8.5. *ábra*) és mind a völgyszegélyi feltolódási frontokon, mind pedig beljebb egyes feltárásokban kimutatható az ÉK-ies, az ÉNy-ias és az É-ias irányultság. Míg a jellemző három fő térrövidülési irány a paleo-mezozóos



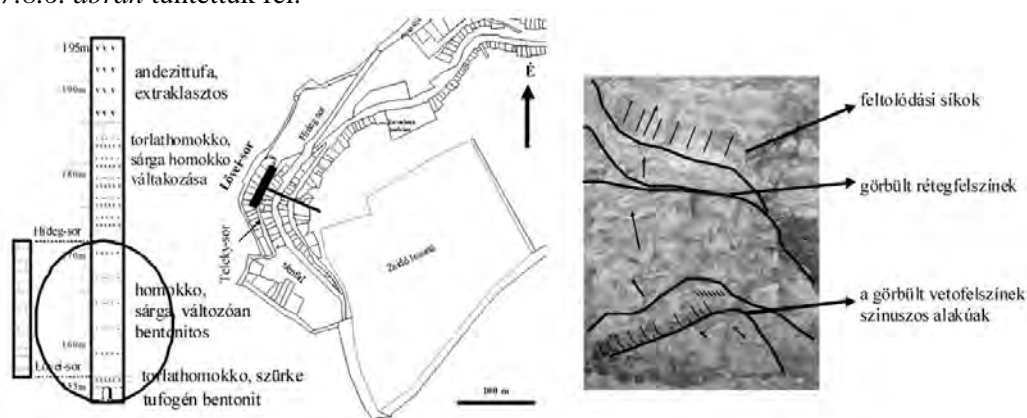
7.8.4. ábra: Az ÉÉNy felé feltolt, karsztosodott triász alaphegység lefutásának és termogravitatív vízmozgási rendszerének egyszerűsített szelvénye az Avas körzetében (KOZÁK et al. 2009 alapján)



7.8.5. ábra: Az Avas körzetének vázlatos földtani térképe a jellemző szerkezeti elemek és irányok feltüntetésével (KOZÁK et al. 2009, MOCSÁR-VÁMOS et al. 2012 alapján)

közeteken jól látható és mérhető, addig a fiatalabb (pl.: miocén) képződményeken kevésbé markáns, és az eróziós feltártság sajátos térbelisége miatt nem egyenlő mértékben jelenik meg.

Az Avas-Észak pincesorán előforduló számos káreset következtében a 2009-2010-es években több támfal épült. A munkálatok során földmunkagépekkel nagy felületeken tették hozzáférhetővé a természetes kőzeteket a Lövei-sor és a Hideg-sor közötti szakaszon (7.8.6. ábra), amelyek felszínén szerkezeti méréseket végezhattünk. Ezeket egészítettük ki a támfal alapozási szintje alatt beszakadt pincékben tett megfigyelésekkel és a föllette húzódó feltárások és pincék hasonló feldolgozásával. Az összeállított vázlatos rétegsort, a feltárás kiterjedését és a vertikális szelvény vetületi nyomvonalát a 7.8.6. ábrán tüntettük fel.



7.8.6. ábra: Lövei-sor és Teleki-sor között (Hideg oldal) 2010-ben épült támfal helyszíne és a völgyoldal mozaikadataiból felvett vázlatos földtani szelvénye és nyomvonalának. A fotó a támfal mögötti bentonitos homokkő gyűrődési, vetődési és feltolódási jelenségeit mutatja



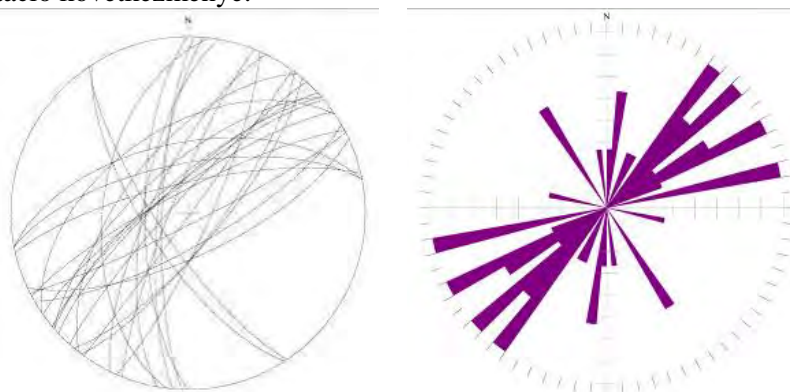
7.8.7. ábra: A Nagyavas Alsó-sor 726. sz. pincéjét harántoló törés- és vetőraj fotófelvétele a főtében (a) és a pincevégen (b) homokos bentonit összetétele limonitos sávózással

A részben plasztikusan, helyenként kissé ridegen viselkedő agyagos homokkő megőrizte mindazokat a deformációkat, töréseket és vetőfelszíneket, amelyek a fiatal mozgások során alakultak ki benne. Jól látható, hogy uralkodnak az É-ias feltolódások, amelyben egy enyhe, de jól érzékelhető ÉNy-ias rotáció bélyegezte felül a szerkezeti elemeket (7.8.6. ábra). Ez tehát egy olyan feltolódási blokkhatár, ahol P_{III} elemei az uralkodóak.

A feltolódási síkok ÉNy-i vergenciájúak. A vetőfelszínek gyakori szinuszos görbületeit a mozgások egyenetlensége, meg-megújuló volta és az övben bekövetkező rotáció eredményezte.

A Nagyavas Alsó-sor 726. számú telkének pincéjében kb. 15m hosszon követhető a főtében egy törés és vetőraj, amely mentén kiüregelődések, limonitos elszíneződések és az anyag minőségében jelentős változások voltak megfigyelhetők (7.8.7. ábra). A fő vető felületének dőlése átlagosan $84^\circ/80^\circ$. A zóna néhány pontján vízbeszivárgás jelenik meg minden csapadékosabb időszakban. E fő töréshez nagyon közel a felszínen szintén láthatók hasonló irányban orientált mélyedések, amelyek egy természetes vízlevezető árokká erodálódtak.

A pincészelvényt számos helyen egymástól 1-3m-re átmetszik törések és kis elvetési magasságú vetők. A törések főleg a fiatal, P_{III} erő konjugált litoklázisai, a főte törése pedig annak haránttörése, enyhe nyitottságuk az óramutató járásával ellentétes fiatal, miocén rotáció következménye.



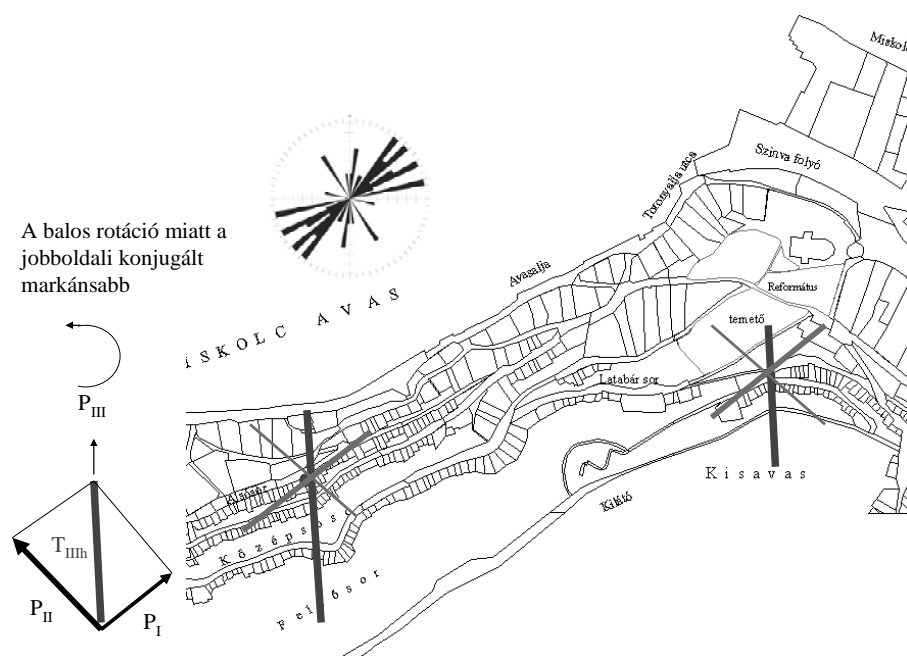
7.8.8. ábra: A Csonka-sor 576. sz. alatti pincében mért törések sztereogramja és csillagdiagramja. A törések a P_I és P_{III} erő haránttörései és aszimmetrikusan fejlődött konjugált litoklázisai.

Számos helyen mértünk hasonló jellegű adatokat, de többnyire csupán a pincék hossz tengelyére közel merőleges, a Szinva-völgygel párhuzamos törések voltak jellemzőek, amelyek a 7.8.8. ábrán is láthatók.

Összességében elmondható, hogy a Bükk fejlődését meghatározó fő erők és ezek deformációs, illetve tönkremeneteli irányai egyaránt érvényesülnek az Avas szerkezetmorfológiai lehatárolódásában. A szarmata rétegsorban viszont elsősorban és markánsan csupán a P_{III} erőrendszer elemei mérhetők ki nagyobb számban (7.8.9. ábra).

Az Avas szarmata rétegsorában a Bükk fejlődését meghatározó szerkezeti főirányok közül legjellemzőbbek a P_{III} kompressziós erő törésrendszerei. A jobboldali konjugált

litoklázis markánsabb volta a rotáció következménye. Ennek feltolódásokhoz kapcsolódó frontális és radiális törései, valamint konjugált litoklázisai segíthették elő az Avas-Észak meredek lejtőoldalának pleisztocén felszínfejlődését. Az általuk lehatárolt peremi helyzetű kőzetblokkok a víz és fagyhatás következtében nagy méretű csuszamlások és suvadások formájában csúsztak le, melyek anyagát az erózió megbontotta, a Szinva-patak pedig nagyrészt elszállította. Ennek nyomait őrzik a Hideg-oldali és a Papszer utcai hegylábi feltárások, ahol ma is érzékelhetők az egykori feltolódások nyomai. A műemlék templom dombja főként annak Ny-i része pedig tömegmozgásos felszín maradványa. A lejtőn átmozgatott anyagtömegnek csupán az a része őrződött meg, amelyet a harangláb melletti kertben látható nagyblokkosan tört egykori több 10m horizontális szélességű, több méter vastag szilárd cementációjú konglomerátum tömbjei védtek meg a lepusztulástól.



7.8.9. ábra: A fiatal P_{III} kompressziós erő kimért törésrendszerei a szarmata rétegsorban

A P_{III} erőrendszer haránttörései olyan szubvertikális törések, amelyek az egész rétegsort átmetszik és jól követhető törés és vetőrajok formájában mérhetők néhány pincében, és követhetők a felszínen eróziós vízmosásokként.

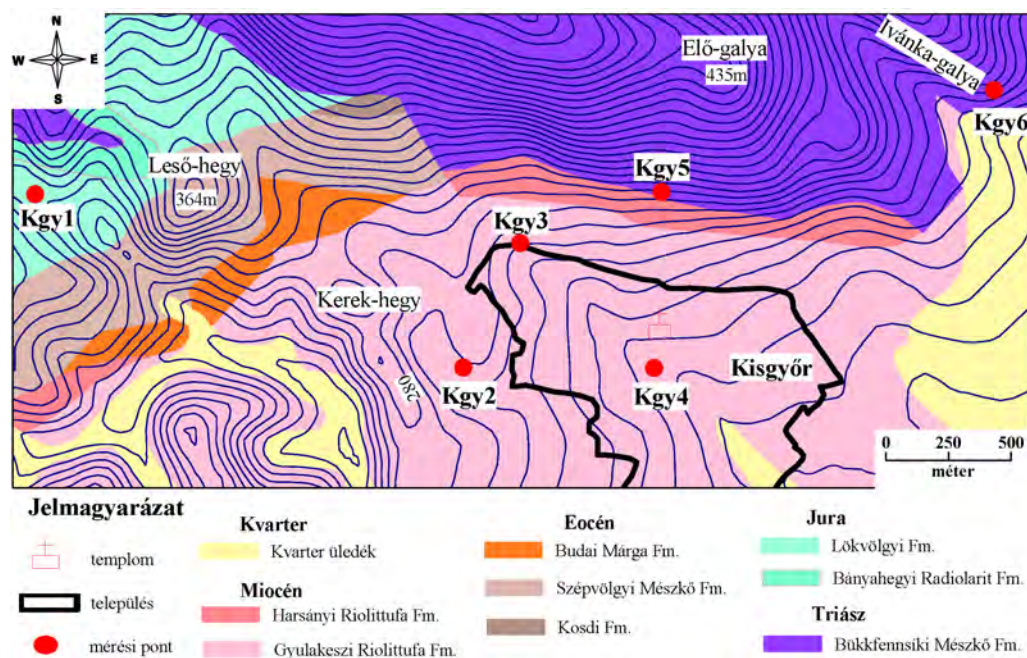
A felső és középső pincesor néhány pincéjének felszínközeli szakaszán értelmezési zavart okozhat, ha kezdődő tömegmozgás kialakulóban lévő csúszósíkjának a felszínnel parallel, vagy azzal hegyesszöget bezáró felülete jelenik meg, ami nem kizárható. A kőzetmechanikai modellünk (MOCSÁR-VAMOS et al. 2012) szerint ez 5-8m mélységig lehetséges. Hasonló aktív tömegmozgások Sajószentpétertől K-re, a Nyögő-patak D-i oldalán ma is megfigyelhetők.

Mindkét töréstípus stabilitási veszélyt jelent az építményekkel és közművekkel, valamint forgalommal terhelt meredek lejtőoldalon. Földrengés, átázás és túlterheltség esetén ezek reaktiválódására számítani lehet.

7.9. Kisgyőr körzet

Kisgyőr település környékén 6 mérési pontban a DK-i hegységperem szerkezeti elemeit jellemezzük (6.1. ábra 10. sz.). Két mérési pont (Kgy5 és Kgy6) a triász Bükkfennsíki Mészke Formáció legdélebbi feltárásait jelenti. Egy szelvényben (Kgy1) a jura Lökvölgyi Formáció palabányájának szerkezeti elemeit dolgozzuk fel. A többi mérési hely a hegység D-i előterére oly jellemző riolittufák közül a Gyulakeszi Riolittufa összesült ignimbrít (Kisgyőri Tagozat) szerkezeti mérésre alkalmas feltárásain lett kijelölve (7.9.1. ábra).

Kisgyőr É-i határában, a templomtól É-ra, az erdőhatár közelében, a meredek lejtőn taréjszerűen állnak ki a Bükkfennsíki Mészke Formáció szálfeltárásai (7.9.1. ábra Kgy5 mérési pont). Palásságuk dőlése É-ias.



7.9.1. ábra: A Kisgyőr mérési körzet földtani térképe a mérési pontok helyzetével

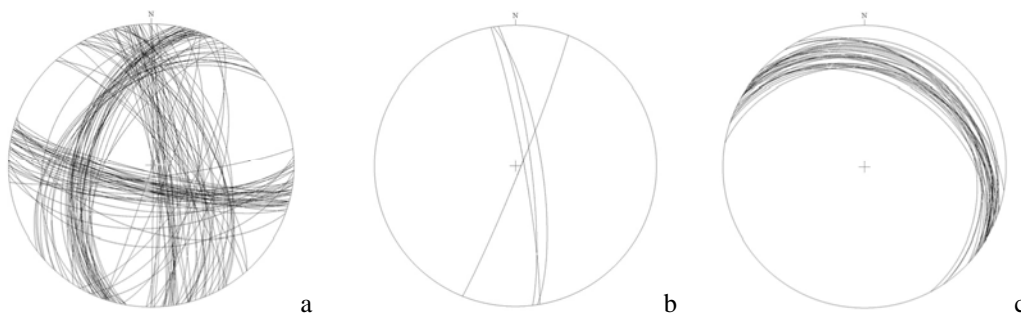
A kőzet jóval nagyobb feltárása látható a település ÉK-i határában, az Ivánka-galya DK-i peremén kialakított kőfejtőben (7.9.1. ábra Kgy6 mérési pont). A fejtési fal mészköve vastaglemezes – vékonypados rétegzésű (7.9.2. ábra). Palássága meredeken NyDNy-i dőlésű, míg maga a fejtési fal meredeken DDNy-i dőlésű. A 7.9.2. ábrán látható, hogy az erősen összetört kőzet csaknem függőleges vetőfelszínekkel tagolt. A bal képen 4 ilyen vető is látható. A vetők mentén csaknem vízszintes, oldalirányú elmozdulás, rotáció történt. A meredek palássági felszínek menti torlódásos, préselt



7.9.2. ábra: Bükkfennsík Mésző Formáció feltárása Kisgyőr K-i határában (Kgy6)



7.9.3. ábra: Gyulakeszi Riolittufa Formáció összesült dácittufájának (Kisgyőri Tagozat) feltárása Kisgyőr Ny-i határában (Kgy2)



7.9.4. ábra: A Kgy6 mérési pont feltárásában mért szerkezeti elemek (a), illetve a Kgy1 palabányában mért konjugált litoklázisok és haránttörések (b), valamint palássági síkok (c) sztereogramja

szerkezetek ÉK-i vergenciájú feltolódásra és torlódásra utalnak, míg a meredek oldalirányú elvetést mutató felszínek a konjugált litoklázisok mentén bekövetkező, az óramutató járásával ellentétes irányú rotáció következményei.

Az erőteljes torlódás és ÉK-i feltolódás P_1 következménye, s P_1 konjugált litoklázis páirjai jelennek meg legnagyobb számban a 7.9.4. *ábra* 'a' sztereogramján is. Ezek alapján P_1 deformált helyzetben van, s DDNy-i támadási irányra utal.

Nagyon hasonló vetőfelszínek láthatók a Kisgyőr Ny-i határában lévő tufabánya fejtési falán is (7.9.3. *ábra*). A Gyulakeszi Riolittufa Kisgyőri Tagozatának erősen összesült, vörhenyes színű ignimbitje tárul itt fel. A fotókon látható meredek felületek É-i vergenciájú feltolódásra utalnak. A diagonális irányban húzódó horizontális vetőfelszínek P_{III} hatására bekövetkező rotáció eredményei.

A Gyulakeszi Riolittufa anyaga a területen számos ponton észlelhető dőlése laposan DDK-i. Feltehető, hogy az ÉK felé feltolt és préselt triász mészkő rétegek a miocén képződményeket reverz vetők mentén törték keresztül már ÉÉNy felé kiemelkedve, s közben változó mértékig megemelték a kainozóos, elsősorban miocén tufákból álló fedőt (7.9.5. *ábra*).



7.9.5. *ábra*: Gyulakeszi Riolittufa feltárás Kisgyőr központjában (Kgy4 mérési pont)

8. ÖSSZEHASONLÍTÓ MIKRO- ÉS MORFOTEKTONIKAI VIZSGÁLATOK EGYÉB HAZAI TERÜLETEKEN

Általában a Pannon-medence nagyszerkezeti felosztásai a Bükk Egységét bizonyos mértékig elkülönítik az ALCAPA mikrokontinens egyéb egységeitől, bár semmiképpen nem tekintik a Tisza Egység részének (BALLA 1984, HAAS 2004, CSÁSZÁR 2005). A legfrissebb aljzattérképen HAAS et al. (2010) a Közép-magyarországi Nagyszerkezeti Egység részének tekinti a Bükk hegységet. A 9.3. alfejezetben bemutatandó Mecsek-hegység minden felosztásban a Tiszai Nagyszerkezeti egység részét képezi. Az egyértelműen az ALCAPA Nagyszerkezeti Egységhez tartozó területek közül a Budai-hegységben végeztünk összehasonlító szerkezeti méréseket és vizsgálatokat (PLÁSZTÁN 2010, KOVÁCS 2011, MCINTOSH et al. 2011).

Az alábbiakban bemutatott eredmények egy-egy nagyobb terjedelmű vizsgálatos tömörített kivonatai annak eldöntéséhez, hogy a bükki mezozóos és paleozóos alaphegység területén kimutatott, jellemzően alpida tektonofázisok deformációs és tönkremeneteli elemei másutt is előfordulnak-e, vagy régióként teljesen egyedi sajátosságokkal találkozhatunk. A haladás sorrendje az ÉK-DNy-i csapású aljzatszerkezeti pásztákhoz kapcsolódó sorrend az Uppony-Szendrői „küszöbtől” és a Bükktől távolodva, azaz É-ről D felé haladva. Így a vizsgálatunk kiterjeszhető volt a középhegységi pászta jelentős részére, a Közép-magyarországi Szerkezeti Zóna D-i előterére, majd a Mecsek-Bihari szerkezeti övre is. Bár vizsgálatunk helyszínei többnyire pontszerűek és korlátozott kiterjedésűek, de eloszlásuk kiterjedt szelvényvonalakhoz, valamint az említett szerkezeti zónákhoz kapcsolható, így e négy körzet már alkalmas lehet a Pannon-medence nagy részére kiterjeszhető vázlatos következtetésekre.

8.1. Budai-hegység

A területen kijelölt mérési körzeteink a Kálvária-hegy, Mátyáshegyi kőfejtő, Szépvölgyi dűlő melletti kőbánya, Máriaremete-szurdok K-i bejáratának északi fala, Ördögórom, valamint a Sas-hegy és Gellért-hegy környéke voltak.

Összességében megállapítható, hogy a Budai-hegységben kisebb eltérésektől eltekintve ugyanaz az alapvetően három fő kompressziós erőrendszer hatása mutatható ki, mint a Bükkben. Időben elsődleges erőhatás DNy felől hatott a területre, feltehetőleg már a késő jura és/vagy kora kréta időszakban. Az időben másodlagos erőhatás DK felől deformálta a térséget, részben átvéve és megújítva az előző rendszer elemeit, megváltozott funkcióval. A harmadik erő valószínűleg a kettő együttes megnyilvánulásaként azok eredője irányában hatott. É-i, ÉNy-i vergenciájú feltolódásokat hozva létre, tehát minden lényeges elem analóg a bükkivel és a helyileg konkrétan megállapítható összefüggések is csaknem azonos módon jelentkeztek.

A törések és feltolódások jelentős méretűek, esetenként több száz méteresek is lehetnek. Erre utalnak a felmorzsoltságot mutató kőzetfelületek, az eocénben is kimutatható vetőszikok és vetőbreccsák, valamint kalciterek, s ezt igazolják a hegységperemi igen jelentős térszínkülönbségek (pl.: a Pesti-sík irányába) is.

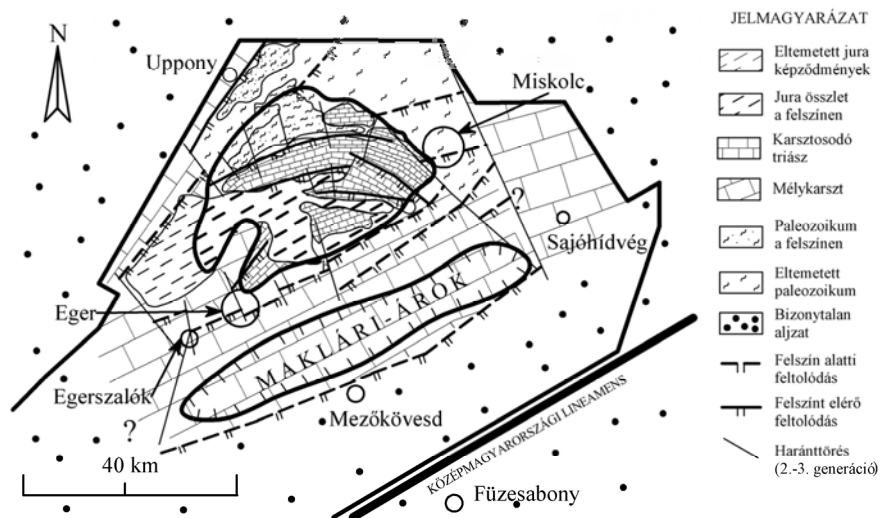
Néhány körzetben módunk volt összehasonlítani a közeli karsztbarlangok járatainak síkvetületi csapásirányait a mérési szelvényben vagy mérőponton kimért mikrotektonikai értékekkel, és ugyanolyan szoros korrelációt találtunk, mint a Bükk

esetében. Ez arra utal, hogy az egykori triász karbonát platform és jura fedőüledékek túlnyomó részben a középhegységi zóna területén azonos módon szenvedték el a kompressziós erőhatások okozta deformációkat és tönkremeneteleket, így karsztos formarendszerükben is hasonló orientáció mutatható ki (MCINTOSH et al. 2011).

8.2. Alföldi aljzat

8.2.1. A Bükk D-i előtere, a Maklári-árok környéke

Az 1960–1970-es években igen nagy számú szénhidrogén-kutató fúrás mélyült a Bükk környékén, így a D-i előterein is. Ezek közül a D-i zónában 100 körüli fúrás rétegsorát áttekintve kirajzolódott egy viszonylag vastag oligocén pélites sziliciklasztokkal kitöltött mélysüllyedék. Ennek hossz tengelye megegyezik a jelenlegi szerkezeti főzóna orientációjával. A fúrások közül kb. húsznak a rétegsorát elemeztük ki részletesebben úgy, hogy azon keresztül az árok csapására közel merőleges szelvényt tudunk szerkeszteni. Ebből kirajzolódik, hogy a váju középvonala közelében egy aljzathát emelkedik ki, amelynek tengelye párhuzamos az árok peremeivel. Itt is érvényes tehát, hogy az erőteljes ÉÉNy-ias, relatíve fiatal kompresszió létrehozta a ma látható pásztás szerkezetet, az alá-, fölétolódási öveket, torlódási frontokat, ÉK–DNy-i csapású szerkezeti árkokat és hátakat. Helyenként e térszintagolódást az újabb aktiválódások során a fel- és rátolódások sűrűsödése, távolságaik lerövidülése követte. Ilyen kezdeménynek tekinthető a Maklári-árokban kimutatható aljzathát is.



8.2.1. ábra: A Bükk felszíni „hideg” leszálló vizű magas- és termális, felszálló vizű mélykarsztjának helyzete és kapcsolódása a hegység déli szegélyén

Ugyancsak 100 körüli a Bükk ÉNy-i előterében, a Ny-Borsodi-szénmedence előterében mélyült szén- és főleg szénhidrogén-kutató fúrások közül tanulmányozottak száma, s itt is kb. 15-20 volt a részletesebben figyelembe vett jellemző rétegsor.

A 8.2.1. ábrát Magyarország 1:500000-es legújabb aljzattérképe alapján szerkesztettem az áttekintett fúrásadatok figyelembevételével. Ebből kiolvasható, hogy

egy sajátosan tört vonalvezetésű feltolódási front jellemzi a Bükkium É-i határát. A Bükkium feltehetőleg a Maklári-árokától számítva már csak allochton takarónak tekinthető, s nagy valószínűséggel lenyíródott eredeti mélyebb aljzatáról (KOZÁK et al. 2009, MOCSÁR-VAMOS et al. 2012, KOZÁK et al. 2013). A bükki paleozoikum, illetve triász-jura képződmények É-i elterjedési határa ma már csupán egy virtuális határ, mivel nem tudható pontosan, hogy mennyi anyag pusztult le az É-i perem torlódási és visszapikkelyeződési határzónájában. Az azonban látható, hogy az egyes frontszakaszokat haránttörések és kvázi horizontális vetők választják el egymástól, melyeknek a csapása kirajzolja az utolsó takarómozgások szerkezeti vektorirányát ÉÉNy felé.

Mint azt korábbi vizsgálatainkban már elemeztük (KOZÁK et al. 2001, KOZÁK et al. 2003) a paleozóos küszöb – amely a Gömörikum egy kiemelt, azaz szánkótalp szerűen feltolt aljzatpásztája – akasztotta meg mozgásában a Bükkium előre mozgó takaróját. Nem véletlen tehát az É-i, nagy bükki antiklinális létrejötté, a Belpátfalva–Szilvásvárad–Mályinka közötti peremrész meredek feltolódásos, torlódásos és visszapikkelyeződéses zónájának kialakulása, vagy a két szerkezeti zóna határán kiemelt aljzatlombokok rendkívül erőteljes, többirányú tektonikus igénybevétele (pl. Szalacsi-kő). Ez a fel- és rátolódási folyamat valószínűleg már a kréta idején legalább részben lejátszódott, hiszen ez idézte elő az aljzatküszöb kiemelését, a Gömörikum D-i részének felszíni lepusztulását és a „nekézsényi” típusú kavicsos üledékek létrejöttét a Tardonai-dombság paleo-mezozóos aljzatának felszínén (lásd 5. fejezet). A bükki takaró előremozgási folyamat elakadása okozta az ütköző front menti torlódásokat, a P_I , P_{II} erőrendszer egyidejű működése pedig az igen erőteljes É-ias komprimálódást, majd az óramutató járásával ellentétes irányú rotációt, ami nem csak a Bükk kiemelt tömegében, de a Tardonai-dombság aljzatában is nyomon követhető, utóbbinál fűrészfogszerű lépcsőződés formájában (KOZÁK et al. 2002a). Ezt az aljzat tagolódást kísérte a kainozóos üledéksor hasonló felszabdalódása és a felszínalkotó szarmata rétegsor sajátos dőlése a Bükk-től radiálisan a Sajóig kifelé futó aszimmetrikus völgyek D-i és É-i oldalán (MCINTOSH et al. 2009).

A Bükk ÉNy-i, É-i, ÉK-i hegységperemén paleozóos és mezozóos képződményeken, sőt a miocén rétegsor alkalmas részein végzett mikrotektonikai méréseink alátámasztották a Bükkben tett megállapításainkat, azokkal a sajátosságokkal színesítve, amelyek az ÉNy-i szegélyen a P_{II} , az É-in a P_{III} , az ÉK-in pedig a P_I dominanciáját jelzik.

8.2.2. Debrecen D-i előterének szerkezeti orientációja és a pikkelyes aljzatszerkezetek

Egy TÁMOP pályázat keretében (TÁMOP-4.2.2-08/1-2008-0017) 2009–2011 között lehetőségünk nyílt a Tiszántúl hidrogeotermikai célú vizsgálatára, s emellett a medencealjzat vázlatos elemzésére is. E pályázat keretében nagyszámú fúrás rétegsorát, illetve különböző geofizikai szelvényeket tekintettünk át. Az eredmények részletes bemutatása számos részjelentésben, illetve egy zárójelentésben hozzáférhető (KOZÁK et al. 2010; 2010a; 2010b; 2011; 2011a – elérhető a www.georen.unideb.hu honlapon).

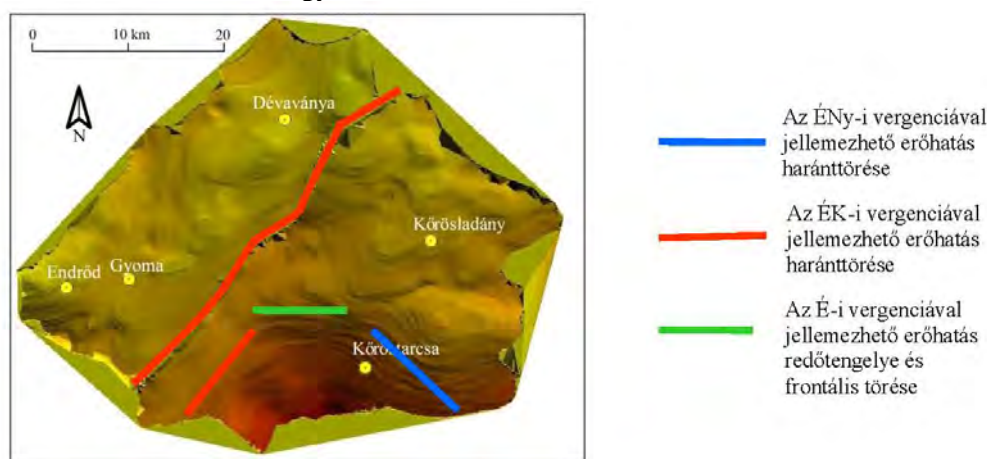
A részletek mellőzésével az eredmények alapján megállapítható, hogy a tiszántúli aljzat alpi szerkezetfejlődését elsősorban kompresszió jellemezte, amelynek kettős vergenciája a kárpáti ív kifelé vergáló takarórendszerét, illetve a belső medence szerkezeti sávjait hozta létre. Az egyszerre mozgó takarófrontok haránttörések mentén

feldarabolódhattak és az egyes frontszakaszok egymáshoz képest lemaradtak, vagy előretolódtak olyan relatív eltolódásokat eredményezve, amelyek mentén húzásos medencék alakulhattak ki (TARI 1988; TARI et al. 1992). Ilyen előretolt kisebb egységként értelmezhető a Bükk hegység helyzete, vagy az Alföld aljzatában eltemetve található, többszöri feltolódást mutató sárándi pikkely és a hozzá hasonló kimutatott szerkezetek, melyekre a szénhidrogén-kutatás hívta fel a figyelmet (PAP 1990).

Az aljzatpásztákon belül sok a megújuló, mobilis szerkezet, s a feltolódási övekben breccsazónák követhetők. Az Alföld aljzatából származó mintákon megfigyelhető az elsősorban triász korú mészkövek és dolomitok igen erőteljes töredezettsége, illetve breccsásodása, ami több irányú szerkezeti igénybevételre utal. A jura képződmények igen kiterjedtek lehettek, mivel fáciesük alapján egy általános transzgresszió uralta a térséget. Ennek ellenére ma már csak apró roncsaik jelzik a nagy méretű lepusztulást, ami arányaiban még nagyobb, mint a Bükk felszínre került területén. Valószínű, hogy a karbonátok jelentős része korán tektonizálódott, majd paleokarsztosodott, a másodlagos porozitást adó résrendszerük maradványa azonban részben agyaggal, márgával, kalcitérrel van kitöltve.

Meglehetősen kevés az olyan mélyfúrás, amely több ezer méter vastagságban tárta fel a medencealjzatot. A Sáránd-1 fúrás ilyen, s ebben megfigyelhetők az aljzat felszíni kibúvásain is gyakran látható és mérhető diszharmonikus gyűrődések, palásodások és egymásra tolt pikkelytakarós szerkezetek (PAP 1990, KOZÁK et al. 2009).

Jellemző példaként megszerkesztettük a Köröstarcsa, Körösladány, Dévaványa, Endrőd települések által határolt medencealjzat felszínének 3D modelljét szeizmikus szelvények, illetve néhány mélyfúrás alapján (8.2.2. ábra). A kirajzolódó markáns gerincvonalak és töréslépcsők helyzetét elemezve nagyon hasonló tendenciákat láthatunk, mint az előző fejezetekben bemutatott paleo-mezozóos röghegységeink területén felszínre bukkanó kőzettestek esetében. A Köröstarcsa térségében lévő felboltozódás peremei P_I , P_{II} és P_{III} frontjainak felelnek meg, míg az Endrőd–Dévaványa területtől DK-re húzódó törésvonal azért lehet olyan markáns, mert P_I haránttörése, illetve P_{II} frontális törése egybeesésével mindkét erőrendszer felhasználta.



8.2.2. ábra: A Köröstarcsa-Körösladány-Dévaványa-Endrőd települések által határolt hidrogeotermikusan értékes medencerész aljzatának szerkezetmorfológiai felszín térképe az értelmezett legmarkánsabb szerkezeti főirányokkal

8.3. Mecsek-hegység

8.3.1. A mérési körzet bázisképződményei, méréseink célja

A Mecsek és az előterében található paleo-mezozóos szigettrögök az un. Tiszai Egységhez tartoznak mezotektonikai felosztás szerint. Ez a részben jól körülhatárolt lemez valószínűleg kaledóni és idősebb mikroterrénumok egyesülésével jött létre a variszkuszi orogenezis idején. Területén a perm időszakban a Neotethys-hez kapcsolódóan meginduló kontinentális riftesedés egy viszonylag intenzív savanyú vulkanizmussal kezdődött, de már korai fázisában elhalt. A mai felfogás szerint területét érintették még később a középső jura és a kora kréta idején is riftesedési folyamatok, utóbbit egy kréta végi kollízió zárta be, mely egyben a terület északi részén pikkelyeződéseket okozott (CSÁSZÁR 2005). Számos szerző véleménye a paleomágneses adatokra támaszkodva megegyezik abban, hogy a Tiszai Egységet az európai kontinensről származónak tekintik, amely a riftesedés során délebbre sodródott, majd mintegy „szerepet” cserélve az afrikai eredetű ALCAPA déli oldalára került. Ugyanezen szerzők szerint a Pelsoi, vagyis az ALCAPA egység déli zónájával történő ütközése és egymás melletti súrlódásos elmozdulása egy hosszú, többfázisos elmozdulással fejlődő bonyolult mozgás, amely jelentős horizontális előremozgással és óramutató járásával megegyező irányú rotációval járt, s e folyamat a miocén idejére fejeződött be. A Közép-Magyarországi vonal mentén így jól elhatárolódik az ALCAPA-tól, de ÉK-i határa bizonytalan. DK-i határát a Maros menti ofiolit öv, D-i és DNY-i határát a Vardar- és a vele összekapcsolódó Dinári Ofiolit Öv adja.

Az egység fejlődéstörténete tele van kérdőjelekkel, így a vázolt fejlődésmenetben számos hipotetikus elem épül be. Ennek ellenére viszonylag jól elhatárolható részei a prealpi időszakra vonatkozóan egyes egységek, amilyen a Szlavóniai-Drávai, a Kunsági és a Békési Terrénumok. Az első kettő a későbbi szerkezetfejlődés szempontjából (para)autochtonnak tekinthető. Felépítésükben főként kristályos magmás és metamorf képződmények jelennek meg, de kapcsolódnak hozzájuk karbon és perm törmelékes összletek is. Bár részeik elkülönítése nehézségekbe ütközik, egységes mikrolemezzé formálódásukra a variszkuszi orogenezis folyamán került sor. A területen áthúzódó un. „Dél-Dunántúli Metamorfit összlet” (FÜLÖP 1994) mai felosztás szerint a Babócsai- és a Baksai-komplexumokhoz tartozik, amely ÉNy-DK-i csapás szerint orientált metamorfitokból áll, és felszínükön változó vastagságban karbon-perm törmelékek települnek.

A Babócsai-komplexum (SZEDERKÉNYI 1974) a kaposfői vonaltól nyugatra fordul elő, felépítésében kétsillámú gneisz és csillámpala váltakozása jellemző kevés amfibolit betelepüléssel és gyakori milonitosodással, melyek valószínűleg karbonátmentes, agyagos-homokos üledékekből képződhettek (Barrow típusú metamorfózis).

A Baksai-komplexum a Villányi-hegység és a Görcsönyi-hátság területét öleli fel, ezek határon túli folytatásával együtt, K-en a szalatkai mélytöréssig húzódva. Anyagában üledékes eredetű kétsillámú csillámpala és migmatitos gneisz, továbbá gneisz, biotitpala, biotit-amfibólgneisz, kloritpala, márvány és dolomárvány fordul elő, kevés eklogittal együtt. Utóbbi a retrográd folyamatok során amfibollitá alakult vissza. Ugyanitt található a Gyódi Szerpentinit Formáció, melynek anyaga eredetileg harzburgitos ultrabázit lehetett. A valószínűleg legidősebb eklogit prevariszkuszi, vagy

kora variszkuszi lehet (SZEDERKÉNYI 1998). Ezt követte a Babócsaiéval egyező, Barrow típusú metamorfózis, ami 330 millió éve történhetett, míg a harmadik fázis a migmatitosodás hőeseménye volt.

A Kunsági Terrénium az egymástól nehezen elkülöníthető Mórággyi és Kőrösi egységekre (szubterrénium) tagolódik, amelyek lényegében a mecseki, illetve villány-bihari zónát jelentik. Ennek a terréniumnak a folytatásaként bukkan a felszínre az Erdélyi-középhegység nagy része, azaz a Bihari Autochton. A Mórággyi szubterréniumot kelet felé a Szolnok-Debreceni flisöv fedi le. Az övek áthúzódnak Erdély területén, majd K-nek fordulva befutnak a takarórendszer alá és feltehetőleg a Batizai Terrénium vonalában, a Marosi Ofiolit Övnél érnek véget. A Mórággyi szubterrénium aljátat feltehetőleg a Mórággyi komplexum képezi, fedőjében két szinklinális szerkezettel. Egyik a Kerekegyháziig húzódó, főként felső paleozóos és mezozóos képződményekkel kitöltött Mecseki szinklinális, míg másik a főként mezozóos képződményekkel kitöltött Szolnoki Flisvályú. E kettőt a Szigetvár és Cegléd között közel 200km-en át ismertté vált Mórággyi komplexum uralkodóan granitoidokból álló vonulata választja el. E vonulat Cegléd környékén egyesül a Mecseki szinklinálist északról szegélyező kristályos palákból álló vonulattal. A Mórággyi komplexum déli sávjában öves felépítésű, tengelyében világos vörös, porfiroblasztos szövetű, S típusú, K gazdag szinkollíziós monzogranit és alárendeltebben monzosienit fordul elő biotit- és amfiboldús xenolitokkal (BUDA 1981). A komplexum jellemző kőzetét Mórággyi Gránit Formációnak is nevezik. Helyenként palásság és zöldpala fáciesű ásványtársulás jellemzi, azaz regionális metamorfózist szenvedett. Koradatai (365 Ma, 318-343 Ma) kétütemű variszkuszi deformációs folyamatot jelez. Az elsőt nagy nyomás (6-8 kbar) és kis reciprok gradiens (14-26°C/km), a másodikat kis nyomás és nagy reciprok gradiens jellemezte.

A Mórággyi komplexumhoz tartozóan elkülönül még az Ófalui Szerpentinit és a Szalatnaki Szienit porfír. Meredeken palás, izoklinális redőkbe gyűrt milonitosodott képződmény az Ófalui Fillit Formáció, melynek fő alkotója grauwacke eredetű fillit, valamint kristályos mészkő, melybe bázisos és neutrális vulkanitok és ezek tufái, valamint amfibolit települnek. E fillit a Mecsekaljai eltolódás mentén 40km hosszan mutatható ki (NÉMEDI VARGA 1983, 1995).

Az alpi orogenezis során jelentős változásokon ment keresztül az egység, ami területének pásztás szerkezetét eredményezte és új üledékképződési, illetve lepusztulási környezeteket hozott létre. Ez a felosztás részben átrendeződött, miután az alpi folyamatok során takaróképződés és pikkelyeződés játszódott le. Ekkor alakultak ki öves elrendeződéssel a Mecseki-, Villányi-, Békés-Codru- és Bihariai (Kisbihari)-zónák. A neoalpi fázisok során mindez tovább deformálódott átrendezve az ÉK-DNy-i övességet.

A fent leírtak ma már egy viszonylag koherens szerkezeti képet tárnak elénk, amely azonban a részletekben elmélyedve nem mentes bizonyos ellentmondásoktól. Nehezen értelmezhető például, hogy a mecseki szerkezetfejlődést rekonstruáló modell (BALLA 1984, 1988a), az ismétlődő alkáli, majd mészalkáli magmatizmus, valamint a rekonstruált paleomágneses irányok hogyan illeszthetők egymáshoz a fenti keretekbe ágyazva. A paleomágneses irányok rekonstrukciója rendkívül nehéz egy ilyen több fázisú, több irányból érkező erőhatások által deformált rendszerben.

Mecseki méréseinket részben az inspirálta, hogy megpróbáljuk rekonstruálni az említett több irányból ható erőket és ezek valószínű következményeit. Ha ezt kiterjeszthetjük valamely sávszelvény mentén a hegység egészére, s ezt a Bükkéhez hasonlóan kiegészíthetjük néhány pontszerű észleléssel, akkor lehetőség nyílna annak megítélésére, hogy jogosak-e az említett kételyeink és valóban olyan, az ALCAPA-étól gyökeresen eltérő fejlődésmentet rajzolódik-e ki, mint, amit említenek (BALLA 1984, 1987, MÁRTON – MÁRTON 1999).

Legnagyobb számban különböző típusú redők tengelydőléseit mértük, de szép számmal észleltünk redőfelszín, palásodást, haránttörést és konjugált litoklázis párokat. A 35 mérési pont és szelvény 12 különböző formáció természetes és mesterséges feltárásain oszlik meg és magába foglal paleozóos, triász, jura, kréta és miocén képződményeket is (8.3.1. ábra).

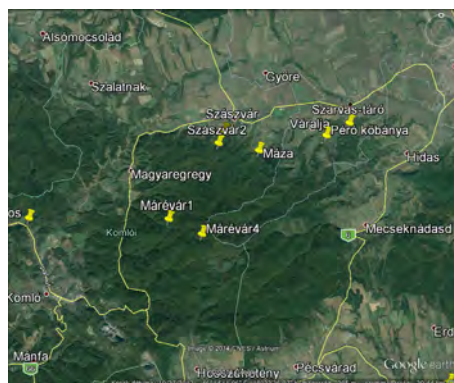
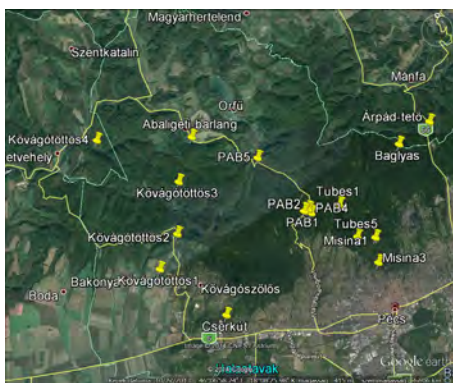
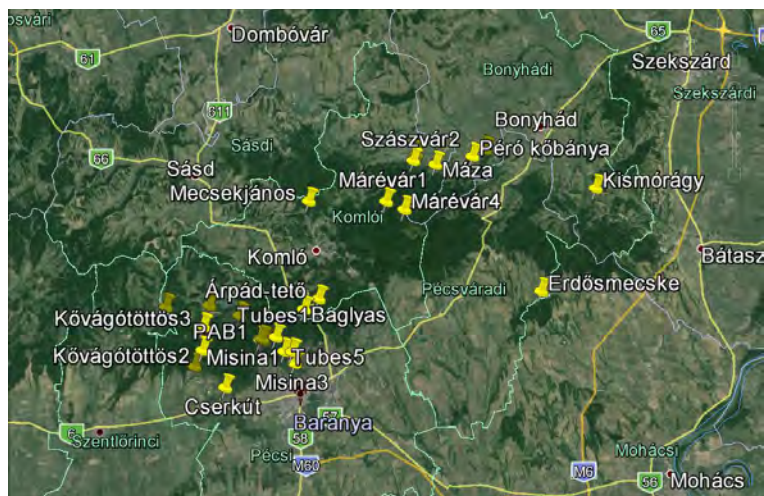
A mérőhelyek kijelölése érdekében tett előzetes terepi bejárások és próbamérések során meglepetéssel tapasztaltuk, hogy a Bükkium területén kimutatott, a morfotektonikai fejlődést alapjaiban meghatározó 3 fő kompressziós erőhatás (P_I , P_{II} , P_{III}) itt is jelentkezik néhány ponton helyi torzulásokkal terhelve. Mérési eredményeinket az alábbiakban mutatjuk be vázlatosan, a lényeges elemek alapján.

8.3.2. Keleti-Mecsek, Máza-Dél mérési körzete

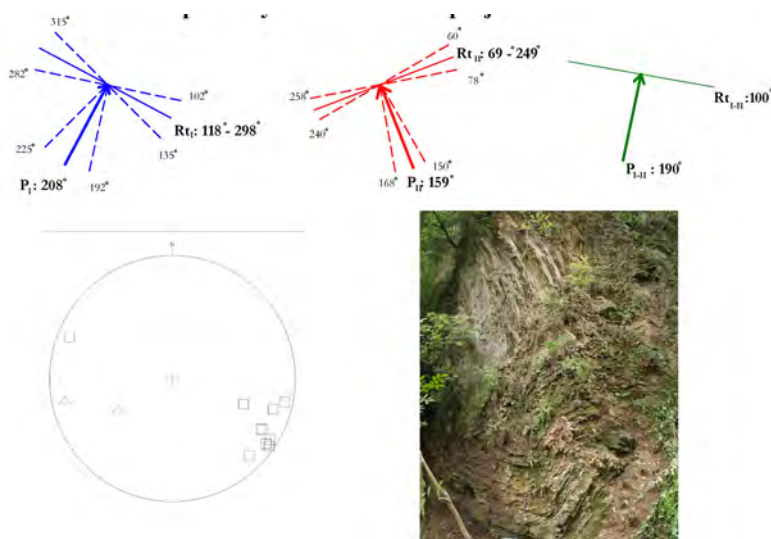
A Keleti-Mecsek északi részén Nagymányok, Kismányok, Váralja, Máza és Szászvár települések környezetében 6 ponton vettünk fel részletes mikrotektonikai szelvényeket. A szelvénypontok közül kettő Szászvár településtől D-re, egy pedig Máza településtől D-re a Mecsekjánosi Bazalt Formáció vulkanitját tárja fel. A másik három szelvénypont a középső triász Zuhányai Mészkö Formáción lett kijelölve Váralja településtől D-DNy-ra két nagyméretű mészkőbányában, illetve Nagymányok település D-DNy-i határában a Szarvas-táró bejáratánál, tehát a Mecseki Kőszén Formáció közvetlen szomszédságában.

A nagymányoki szelvény az É-i pikkely egyik legészakibb előfordulása, egy haránttörés mentén létrejött, vízmosásban képződött mélyvölgy, amelyet bányászati szelvényekkel és képeztek ki szállításra és közlekedésre. A rétegsoron látható, hogy erősen gyúrt, azonos irányban préselt, kissé változóan deformálódott szerkezet. Kaotikussága miatt nehezen állapíthatóak meg a valós redőméretek (8.3.2. ábra). Összepréselt, hegyben végződő, ferde tengelyű, 20-30cm szélességű cikk-cakk redőktől, a tölcészerűen szélesedő, keskenyedő 1-5m szélességű legyezőszerű redőig, a 0,3m-től a 10m-t meghaladó amplitúdóig sokféle redőforma, méret és redőváltozat fordul elő. Jól látható a redőtengelyek változó irányjaiból és a redők méretéből, helyzetéből következtethető diszharmonikuság. A redőzés több fázisú, változó erőhatású lehetett. Az eredeti rétegződési irányok többnyire követik az első redőfelszínnek lefutását. Erre enged következtetni a rétegfelület enyhén eltérő vastagsága és a közöttük ágyazódó, kissé eltérő viselkedésű rétegeknek a váltakozása. A szerkezet elrendeződése torlódásokra, felboltozódásokra és ezeket átmetsző feltolódásokra utal.

A legjobban azonosítható redők a 8.3.3. ábrán a DNy felől ható erő (P_I) által létrehozott deformációs elemek. A feltárásban azonban azonosíthatók egy DK felől ható erő (P_{II}) szerkezeti elemei is, melyek az előző erőhatás deformációs elemeit erőteljesen deformálták. Tehát az ÉNy-ias vergenciájú erő lehetett az erősebb és a fiatalabb, amely



8.3.1. ábra: Mérési és szelvényezési pontok a Mecsek kutatási körzeten belül



8.3.3. ábra: Nagymányok-Szarvastáró bejárati szelvénye, a redőtengely dőlés- és csapásirányának vektoros és projekciós ábrázolásával

erőteljesen elforgatta és deformálta az eredetileg feltehetően K-ÉK-ies vergenciájú erőhatás elemeit.

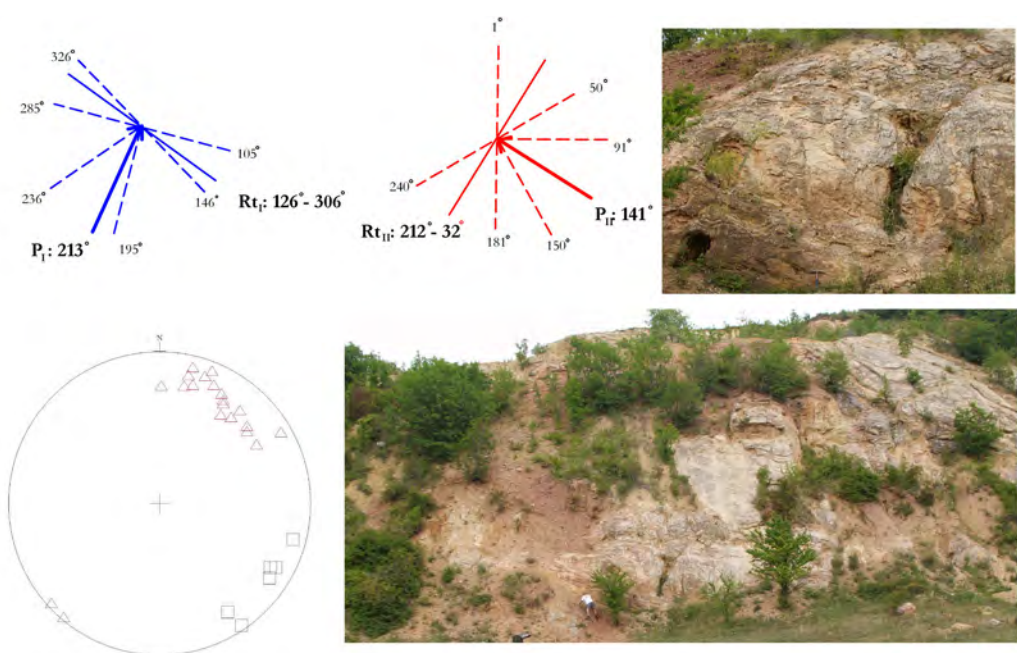
Hasonló tendenciák figyelhetők meg a Váralja-Péror határában található két nagyméretű mészkőbánya anyagában is. A bányafalakat nagyívű redők jellemzik, kis hajlásszögű görbületes felszínekkel, amelyek néhány m-es szakaszokon kvázi sík felszínnek tekinthetők. A fejtési udvar közepe táján, az ékszerűen összezáródó szerkezeti blokkok felszínének dőlésirányai enyhén változnak, aszerint, hogy az ÉNy-i vergenciájú P_{II} erő mennyire torzította és mozdította el. Feltehető, hogy az eredeti, elsődleges P_I nyomás körülbelül 240° , vagy még Ny-iasabb irányból hatott, és P_{II} későbbi hatása a fokozatos ÉNy-ias irányú elforgatás (8.3.4. ábra), mivel közben valamilyen formában P_I is aktiválódhatott, mind alárendeltebben.



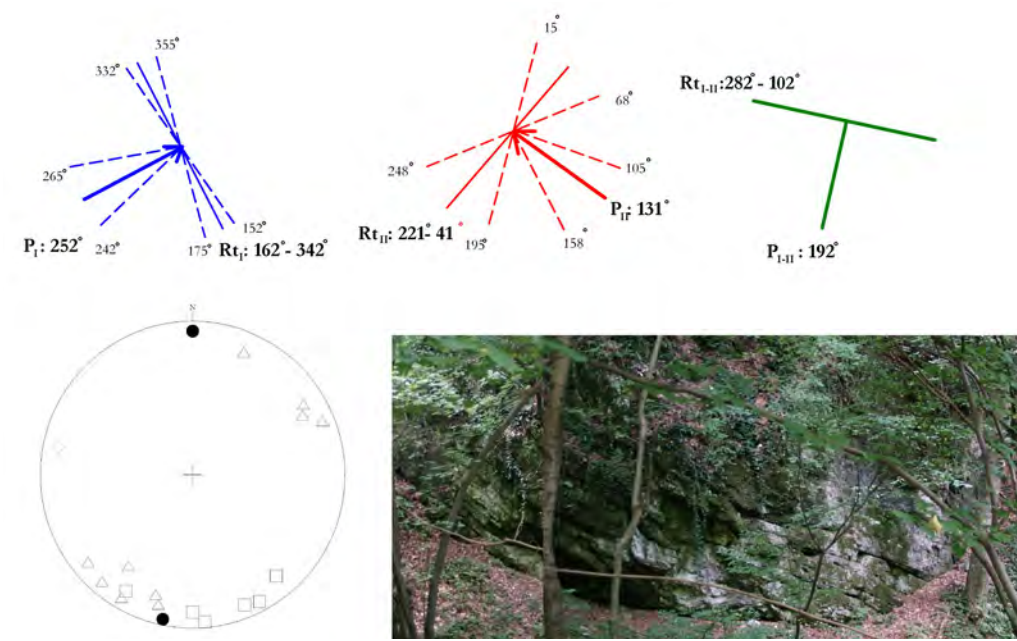
8.3.2. ábra: Nagymányok-Szarvastáror melletti szelvény gyűrt anyagának digitális rajza

Egyes szakaszokon a fal síkjában halványan láthatók hajóorrszerűen elvégződő, összepréselt mikroredők, amelyek a P_I által létrehozott gyűrődések méretkülönbségeire és diszharmóniáira utalnak. Más szakaszokon enyhén torzult, álló 'S' alakok láthatók, görbületeik kissé elcsavarodnak, bár P_{II} erős felülbélyegző hatása összenyomta őket. A fokozatos tengelyszög változások az 'S' betűk mentén bekövetkezett elcsavarodást jelzik. Így egyaránt megjelennek a P_I erőrendszer változóan deformált gyűrődéses elemei a P_{II} elemeivel és a kettő egyidejűleg ható eredőjének nyomaival váltakozva. A másik kőbánya falának közepén markánsan kirajzolódó, meredek redőfelszínnek dőlése D-ies. Ezek a P_I és P_{II} együttes hatására É-ias vergenciájúvá (P_{III}) beforgatott, vagy eleve ilyen irányban létrehozott felületek. Közülük néhány mentén feltolódás következett be.

Összességében a Keleti-Mecsek É-i részén felvett szelvényekből a következő kép rajzolódik ki.



8.3.4. ábra: Váralja-Péró I kőbánya redő tengely dőlés- és csapásirányának vektoros és projekciós ábrázolása



8.3.5. ábra: A márévári (MR3) feltárásban a redő tengelyek dőlés- és csapásirányának vektoros és projekciós ábrázolása

1. A tektonikai igénybevétel során az elsődleges gyűrődés NyDNY felől KÉK felé irányult. Ennek maradványai mikroredőkként, ill. palásodási felszínébe préselve láthatók. Az első gyűrődések diszharmonikusak lehettek, több hullámban jöttek létre, különböző nagyságú elemek formájában. A bányafal mért felszíne (8.3.4. ábra) nagy, enyhe ívű redőt rajzol ki, amely mentén a kőzet palásodott.
2. A fenti elemeket P_{II} erő hatására közel merőlegesen, gyűrődésszerű törésprofilok metszik át helyenként kisebb feltolódásokkal. E felületeket a P_{II} erő saját vektorirányával szembe igyekezett beforgatni, majd kisebb ÉNy-ias fel- és rátolódásokat eredményezett. E rendszerint görbült felületek mentén vékony breccsaövek alakultak ki a kőzetmozgások közben.
3. Végül a mai arculatot P_I és P_{II} együttes hatására É-ias vergenciájú, tehát P_{III} -nak megfelelő gyűrődéses feltolódás alakította ki. Ennek utolsó hullámai során P_{II} dominanciája érvényesült, ami az ÉNy-ias rotációt előidézte egyes blokkokon (lásd a bánya jobb szárnya).

A Bükkben tapasztaltakhoz hasonlóan itt is látható helyenként, hogy a közettömeg változó méretű szerkezeti blokkokra tagolódik, amelyek azután valamilyen szinten önálló mozgásra képesek. E blokkok néhány 10m kiterjedésűek, de helyenként ennél nagyságrenddel nagyobbak is lehetnek. A két erő hatására történő relatív elmozdulások kisebb vetődéseket és paraautochton feltolódásokat idéztek elő, amelynek során egyes blokkok szétnyíltak, összezáródtak és felületi breccsásodást szenvedtek el. E változatos szerkezeti mozgások miatt az eredeti rétegződés csak nagyon kevés szakaszon ismerhető fel, a blokkzegélyeken pedig gyakoriak a tektonikai melange-szerű keveredések.

A területen előforduló, párnaláva szerkezetet mutató bazaltot feltáró szelvényekben sikerült azonosítani néhány olyan markáns töréses elemet, melyek feltehetően nem kihülési repedések, hanem tektonikai igénybevétel hatására jöttek létre. Ezek az eddig kirajzolódott képet támasztják alá. Dominálnak az É-ias, ÉNy-ias vergenciájú P_{III} és P_{II} erőhatások által létrehozott törések, de néhol P_I tönkremeneteli elemei is felfedezhetők.

9.3.3. Keleti-Mecsek központi része

A Ny-i oldalon a Mária-völgyben 5 szelvényezési pontban elemeztük a jura korú márga és mészkő képződmények mikrotektonikai jellemzőit. A feltárások változó méretűek, de alapvetően egységes mikrotektonikai képet mutatnak. Mindegyik feltárásban észlelhetők az É-i területen azonosított három irányból érkező erőhatások deformációs elemei mind törések, mind redők formájában (8.3.5. ábra). Egyértelmű jelei látszanak annak, hogy az ÉK-i vergenciájú P_I erőhatás több fázisban lépett föl. Az általa okozott redőződés erőteljes diszharmoniót mutat, gyakran kisebb méretűek a redők és néha hajóorr-szerű, deformált, préselt redőmaradványok formájában jelenik meg a többi erő által felülbélyegezve. Az ÉNy-i vergenciájú P_{II} erőhatás szintén több fázisban érte az összletet. A P_I -hez tartozó szerkezeti elemek deformáltságát, préselését főleg ez az erőhatás okozta. Egyes blokkok a két erő együttes hatására É-ias vergenciának megfelelően kezdenek beforgulni. Általában a szerkezeti blokkok belsejében P_I elemei dominálnak, míg a blokkhatárokon inkább P_{II} és P_{III} elemei az uralkodók. Ez is analóg a bükki helyzettel.

A Ny-i oldalon egy szelvény a Mecseknádasdi Homokkő Formáció alsó jura képződményét tárja fel. A feltárásban érzékelhető vékony- és vastaglemezesség

kötegszerűen váltakozik, néhol vékonypadossá válik a homokkő. A homokkőben érzékelhető domináns palásság iránya csaknem 90°-os szöget zár be a réteggéssel. Az ÉK-i vergenciájú P_1 erőhöz kapcsolható redőződés csak kisebb redőmaradványok formájában észlelhető, de relatíve sok diszharmonikus redő tengelye mérhető. A palásság az ÉNy-i vergenciájú P_{II} erőhatás következménye, amely felülbélyegezte az elsődleges gyűrődéseket és a rétegződést. A feltárást P_{II} erős dominanciája jellemzi. A P_1 több hullámban létrehozott kisebb redőinek egy részét P_{II} eltüntette, illetve részben elforgatta és összepréselte.

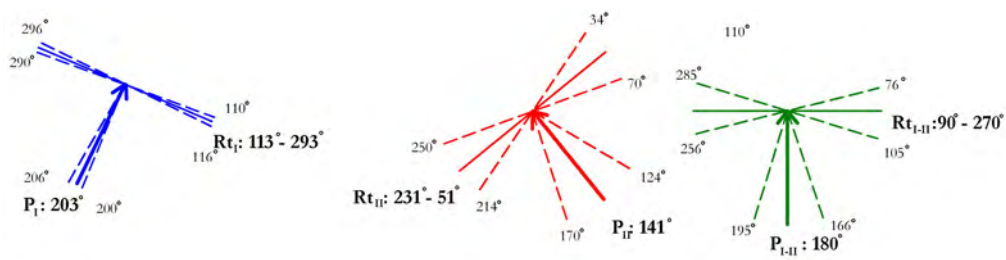
8.3.4. Nyugati-Mecsek

A Nyugati-Mecsek központi területén 17 szelvényezési pontban végeztünk mikrotektonikai felvételezést (8.3.1. ábra). A szelvények uralkodóan triász korú mészkövet és dolomitot (Lapisi Mészkő Formáció, Zuhányai Mészkő Formáció, Csukmai Formáció), valamint márgát (Kantavári Formáció) tárnak fel. A szelvénypontok az Árpád-tető, a Misina és a Tubes, valamint a Pécsről Abaliget felé kivezető műút környékén találhatók.

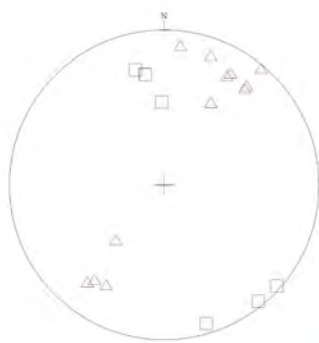
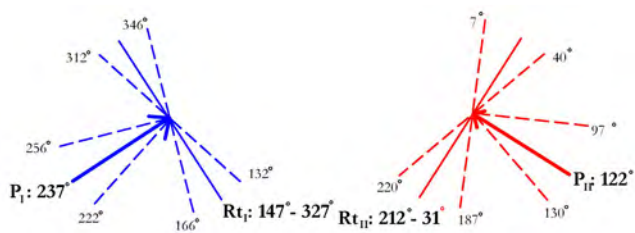
Az Árpád-tetőnél két nagyméretű útbevágás a középső triász Lapisi Mészkő Formáció anyagát tárja fel, amelyben többirányú nyomóerők hatását lehet kimutatni. Úgy tűnik, itt a DNy felől ható P_1 erő redőrendszere alárendelt, nagy ívű, nyugodt településű, monoklinális redőrészt hozott létre. Ezt valószínűleg hegyesszögben érte a DK felől ható P_{II} erő, jelentősen átbélyegezve a rétegsort. Eközben új törési és redőfelszíneket alakított ki, amelyet ezután együttes működésük idején P_{III} -ként közösen forgattak el az É-ias vergenciának megfelelő irányba. Emiatt a feltáráspan P_{III} szerkezeti elemei dominálnak, de még jelen van P_{II} , viszont P_1 hatása nagyon alárendelt, illetve elmosódó. Ahol lehetőség nyílik egy-egy szerkezeti blokk belső részét is vizsgálni, ott markánsabban észlelhetők a P_1 erőhatás szerkezeti elemei. Ilyen helyeken a látható redők kisívűek, rendszerint csonkák, felszínük dőlésiránya 230°–235° közötti.

A Misina környékén előforduló sötét-középszürke kőzet általában vastaglemezes, vékonypados, dőlése ÉK-ies, jól rétegzett. Az egymást követő kompressziós hatások helyenként jellegzetes 'S' betűre emlékeztető módon kapcsolnak egybe egyes redőelemeket. Ezek között a redőtengely irányok nagyobb szórása azt jelzi, hogy feltehetően diszharmonikusok és másodlagosan deformáltak. Feltehetően ezek a redők lehetnek az első generáció valamivel nagyobb csoportokba ágyazva. Ezek a kis méretű, nagy görbületű redőrészek gyakran elmosódtak, helyenként csak törésprofilok és nem valódi gyűrődések. Ezeket ágyazza magába vagy metszi át néhány nagy ívű, kis amplitúdójú redő, amelyeknek a felülete többnyire egybeesik az egykori rétegfelszínekkel. Mindez a P_1 erőhatás ismétlődését jelzi eltérő intenzitással. Több feltárást falsíkjá a P_1 rendszer haránttörése mentén alakult ki. A rétegzés mentén palásságra utaló jelek is mutatkoznak.

Miközben egy-egy 10-20m-es szakasz a területen konzekvensnek látszik, ezen belül is érzékelhetők enyhe boltozódások és a lemezesség felszínének kisebb irány- és dőlésszög változásai, bár ezek nem feltűnőek. Máshol erős gyűrődés és torlódásos feltolódás érzékelhető, vagyis az összlet blokkokra szakadva mozgott ÉK-i irányba és felfele is. Néhol „S” betűt formáló alakzatok rajzolódnak ki, melyek hajlatai spirálszerűen kifordulnak, jelezve, hogy a palásságon keresztül is követhető, egybekapcsolódó elsődleges redőmaradványok. A lemezkötegek (palakötegek)



8.3.6. ábra: Misina (Mis2) szelvény redőtengely dőlés- és csapásirányának vektoros és projekciós ábrázolása



8.3.7. ábra: A Pécs-Abaliget közötti műút PAB-1 szelvénye a redőtengelyek dőlés- és csapásirányának vektoros és projekciós ábrázolásával

határainál belesimulnak a lemezesség síkjába. Csavart felszínüket a DK felől, itt kb. 140° irányából (8.3.6. *ábra*) érkező P_{II} erőhatás okozza, amely oldalról érte őket. Pár helyen P_{II} csaknem teljesen beforgatta felületüket a saját irányába. Mégis azt mondhatjuk, hogy a Misina tömb területén P_{II} hatása alárendelt, Valószínű, hogy a tömb relatíve kiemelt helyzetben lehetett, amikor a P_{II} működött. A két erőhatás együttes eredője (P_{III}) pontosan délies orientációt mutat, de nagyon alárendelten érzékelhető.

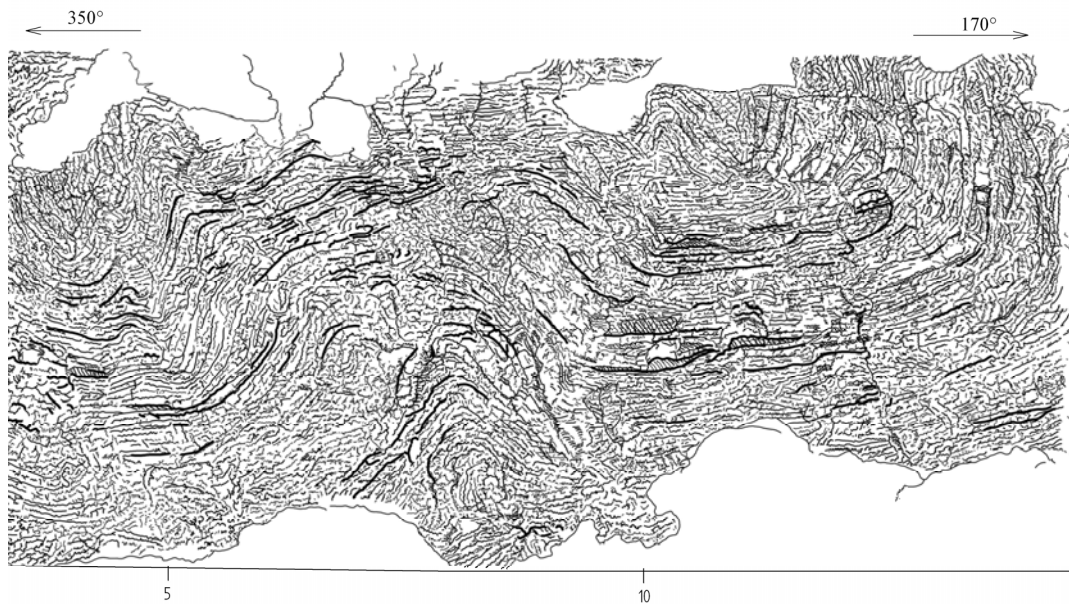
A Nyugati-Mecsek központi, illetve Ny-i területein felvett szelvényekben az eddigiekhez hasonló tendenciák érvényesülnek. Egyes szelvények – melyeket útkanyarulatokban bevágással létesítettek – szinte háromdimenziósan tárják fel a lemezes, palás mészkő összetételt. Általánosságban elmondható, hogy a kőzetben igen sok mikroredő, illetve változó méretű gyűrődés látható. A redőződés diszharmonikus és bizonyos, hogy több fázisban jött létre. Egyes gyűrődések ferde redőket, mások átbuktatott, illetve fekvő redőket formálnak. A redők átlagos hullámhossza 4-6m, az erősebben gyűrűt részeken 2-3m, a nyugodtabb részeken a 15m-t is meghaladhatja, amplitúdójuk 3-5m (8.3.8. *ábra*). Helyenként kissé összelapultak, belső ívük ékszerűen csúcsba futó, külső ívük lankásabb, helyenként legyezőalakot formál. Mindezen megfigyeléseink jól egybevágnak BENKOVICS et al (1997) munkájával, teljesen egyetértünk velük.

A tönkremeneteli elemek irányítottága arra utal, hogy az ÉNy-i vergenciával rendelkező P_{II} erő dominanciája érvényesül, melynek tölcészerű diszharmonikusai korábbi redők beforgatását jelzik. Az ÉK-i vergenciájú P_I erőhöz tartozó redőprofilok alárendeltek, elmosódottak, de egyes szelvényszakaszokon még jól láthatók. Ezekben a szakaszokon az is megállapítható, hogy ez az ÉK-i vergenciát mutató erőhatás több fázisban érte a területet, így több fázisú redőződést hozott létre.

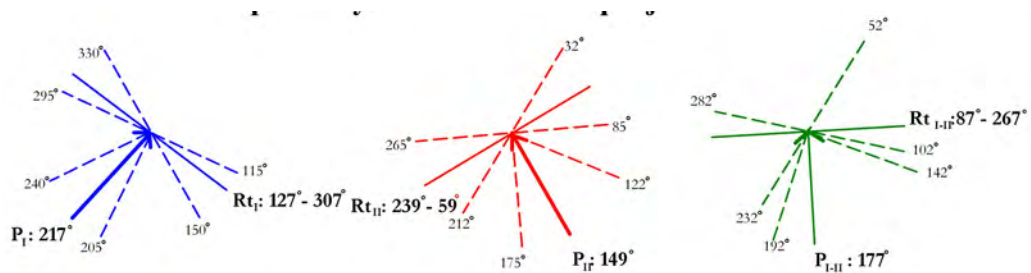
A P_{II} erőhatás azonban igen erőteljes lehetett, mert számos helyen vetődéseket és feltolódásokat, ékszerű becsípődéseket, elnyúlt redőszárnyakat és morzsolt, agyagbemosódásos, vasas elszínesedésű breccsás öveket hozott létre. A korábbi redőket helyenként nem csupán deformálta és elforgatta, de több helyen kötegekbe préselte. Emiatt egyes szakaszokon P_I elemei már nem azonosíthatók és/vagy nem mérhetők.

Ahol mindkét erőhatás elemei megjelennek, ott megállapítható, hogy az erők támadásirányai általában vagy hegyesszöget zártak be egymással, vagy szinte pontosan merőlegesek voltak egymásra. Ezekben az esetekben, ahogy a 8.3.7. *ábrán* is láthatjuk, olyan tönkremeneteli elemek is megjelennek, melyek egy harmadik, É-ias vergenciával jellemezhető erőhatásra utalnak. Ezen a területen úgy tűnik, hogy ez az É-ias vergenciájú P_{III} erőhatás (amely egyébként a legfiatalabbnak tűnik) a P_I és a P_{II} erők egyidejű működésének, szuperpozíciójának az eredménye.

Feltehető, hogy a P_I erőhatás eredetileg egy lényegesen K-iesebb támadási iránnyal rendelkezhetett, mint ahogy azt ma többszöri felülbélyegzés után rekonstruálni tudjuk. Azokon a területeken ugyanis, ahol P_I és P_{II} támadási iránya nem hegyesszöget vagy 90°-ot zárt be egymással, hanem nagyobb szöget (8.3.9. *ábra*), ott P_I elemei kevésbé deformált módon maradtak meg és Ny-iasabb erőhatásra utalnak. Érdekes módon ilyen esetekben nem jelennek meg a két erőhatás eredőjére, P_{III} -ra utaló szerkezeti elemek, mert azok a két erőhatás szuperpozíciója révén deformált P_I -hez és P_{II} -höz sorolhatók. P_I elemeinek elforgatása DNy-iasabb irányba a sztereogramokon is megfigyelhető, ahol általában egy Ny-iasabb és egy DNy-iasabb erőhatásra utaló csoport látható. Itt feltehető, hogy a Ny-iasabb erőre utaló szerkezeti elemeket az ÉNy-i vergenciájú P_{II} erő



8.3.8. ábra: ÉNy-i vergenciájú térrövidülés (P_{II}) által létrehozott gyűrődések a Pécs – Abaliget közötti műút útbevágásában (PAB2). A szelvény DK-i felében egy Koffer redő (lapos dőlésű redőmag, meredek dőlésű redőszárny) látható



8.3.9. ábra: A Pécs-Abaliget közötti műút PAB-5 szelvénye, a redőtengelyek dőlés- és csapásirányának vektoros és projekciós ábrázolásával

kevésbé tudta elforgatni, valószínűleg azért, mert nem megfelelő szögben érte P_I szerkezeti elemeit.

8.3.5. *Fiatal, miocén képződmények szerkezeti jellemzői*

Az eddig felvázolt mikrotektonikai képhez érdekes adalékul szolgált a Mecsekjános határában lévő Rákosi Mészke Formáció miocén (szarmata) korú összletét feltáró útbevigás elemzése. A képződmény szintén mutat gyűrődést. Bár nem túl jó megtartású az anyag, ezért a gyűrődések is nehezebben azonosíthatók, de viszonylag jól mérhetők. A deformációs elemek itt az ÉNy-i vergenciával jellemezhető P_{II} erőhatás egyértelmű dominanciáját mutatják. Úgy tűnik tehát, hogy a DK felől ható erő aktivitása a krétától kezdődően elhúzódik egészen a miocénig és a szarmata emeletben is számolhatunk ÉNy-DK-i kompressziós feszültségtérrel. A P_{II} időben előrehaladva mind erőteljesebbé lett.

Az általunk vizsgált legfiatalabb, pannóniai korú homok képződmények minimális deformációt mutattak, mindössze kibillent rétegződést láthatunk DK felé, ami a hegység nagy részére jellemző, ÉNy-i vergenciájú pikkelyeződés következménye lehet.

8.3.6. *Permi homokkövek szerkezeti jellemzői*

A hegység Ny-i peremén 5 feltárásban vizsgáltuk a késő paleozóos Kővágószőlősi Homokkő Formáció anyagát. A homokkőben inkább a rideg deformációs elemek domináltak, bár ismertek a területen antiklinális szerkezetek is. A különböző típusú törések erősebben szórtak, mint a fiatalabb képződményeknél, de általánosságban a hegység egészére jellemző ÉNy-ias vergenciájú deformációs elemek mérhetők legjobban. Elsősorban a DK felől ható P_{II} erő által létrehozott haránttörések és konjugált litoklázis párok voltak könnyen azonosíthatók, bár gyakran a bal oldali konjugált litoklázis elmosódottabb, vélhetően egy későbbi deformáció, illetve elfordulás eredményeképpen. Egyébként a mérési adatok nem különböznek számottevően a mezozóos képződményeken mérhető értékektől.

8.3.7. *A D-i előtér hercyni gránitjainak szerkezeti jellegei*

A hegység K-i, DK-i előtérben számos helyen felszínre bukkanó Mórággyi Gránit Formáció anyagát uralkodóan rideg tönkremeneteli elemek, különböző törések jellemzik. Ugyanakkor a kismórággyi, valamint az erdősmecskei gránit bányákban meglepő módon találunk alpida jellegű „redőszerű” rajzolatokat is a gránitban.

Mindkét alapfeltárásunkban észlelhető tönkremeneteli elemek három tárgyalat erőhatás orientációjához kapcsolódnak. Érdekes módon a Kismórággyi melletti felhagyott kőfejtő feltárása egységesebb képet mutat, mint az Erdősmecske déli határában működő bánya feltárása. A kismórággyi gránitban a DNy felől, 225° irányából ható erő által létrehozott redőtengelyek dőlésirányai erőteljesen szórnak. Ez egyrészt eredeti diszharmoniajukra, másrészt későbbi erőteljes deformációra és eltorzulásra utal. Természetesen nem csak redők jelennek meg e DNy felőli erőhatáshoz kapcsolódóan, hanem több tönkremeneteli törést (haránttörés, konjugált litoklázis) is kimértünk.

A másodlagos erőhatás DK felől, 129° irányából érte az összletet és enyhe redőződést, valamint markáns töréses tönkremenetelt okozott. Ez a 129° -os támadási irány jó egyezést mutat a Mecsek alaphegységi területein mért értékekkel (MCINTOSH et

al., 2008). E másodlagos erőhatás plasztikus és rideg deformációs elemei dominálnak és mérhetőek legjobban a feltárásban.

Megjelennek a harmadlagos, D felől, 183° irányából ható erő szerkezeti elemei is. Ezek mutatják a legegységesebb képet, a redőtengelyek orientációja, valamint a törések dőlése alig szór. Ez két dolog következménye lehet: egyrészt a domináns erő szerkezeti elemei tarthatják meg leginkább saját orientációjukat, másrészt elképzelhető, hogy a szerkezeti elemeket későbbi erőhatás már alig deformálta. Mivel a feltárásban nem ez az erőhatás, hanem a DK felől ható dominál, ez arra utal, hogy ezek a szerkezeti elemek képződhettek a legkésőbb és így a legkevésbé deformáltak. Ez is igazolja P_{III} harmadlagos voltát.

Az erdősmecskai feltárásban észlelhető szerkezeti elemek szintén három csoportba sorolhatók. A DNy felől érkező erőhatás úgy tűnik, hogy lényegesen nyugatiasabb (243°) lehetett, mint a kismórági feltárás esetében. Érdekes módon a DK felől érkező erőhatás is több mint 30° -os eltérést mutat D felé (161°) a hegység más részein tapasztalt értékekhez képest. Ugyanakkor a feltárásban mind P_I , mind P_{II} hatása egyformán jellemző, mindkettőből sok elem mérhető. A P_I elemei kiugróan nagy szórást mutatnak. Ennek egyik oka lehet, hogy az eredetileg is diszharmonikus redőződést és tönkremeneteli elemeket a későbbi erőhatások deformálták. Másik ok lehet, hogy korábbi, nem alpi szerkezeti elemek újultak fel az alpi, P_I aktivitása idején eleve nagy különbségeket idézve elő a tönkremeneteli elemek orientációjában.

Ebben a feltárásban is megjelennek a 177° irányából ható P_{III} eredő erő szerkezeti elemei, de alárendeltek.

Összességében elmondható, hogy a Geresdi-dombság gránitjai erőteljesen magukon viselik az alpi tektonika hatásait. E szempontból hasonló deformációs elemeket mutatnak, mint a Mecsek alaphegységének fiatalabb kőzetei. Ugyanúgy három erőhatás tönkremeneteli elemeit lehet megfigyelni, azonban egyes részeken a gránit nagyobb mértékű igénybevételt szenvedett, kaotikusabban és erősebben deformált, mint a mecseki kőzetek és sokkal nagyobb szórást mutat. Feltehetően ebben szerepet játszottak a korábbi, az alpi tektonikai aktivitást megelőző igénybevételek, valamint a plutonit eredeti hűlési résrendszere.

9. A BÜKKI MORFOGENETIKA SZERKEZETFÖLDTANI JELLEMZŐI

A morfológiai megjelenés és a szerkezetföldtani elemek közötti kapcsolat az előző fejezetekben számos helyen került vázlatos tárgyalásra (lásd a 6.5., 7.1.2., 7.5., 7.6., 7.7. alfejezetek). Ezekben általában a vizsgált területen lefutó markáns völgyek, illetve gerincek irányítottságát hasonlítottuk össze a közelükben lévő mérési pontokban azonosított, elsősorban töréses szerkezeti elemek (frontális törés, haránttörés, konjugált litoklázisok) csapásirányával.

Mivel a felszíni morfológiai elemek jó korrelációt mutatnak az egyes erőrendszerek szerkezeti elemeinek csapásirányaival, így érdekes kérdés lehet annak vizsgálata is, hogy a felszínen mért szerkezeti jellemzők mennyire tükröződnek a felszín alatti morfológiai elemek orientációjában.

E vizsgálatra leginkább a barlangi ágak látszottak alkalmasnak. A barlangok általános kialakulására vonatkozóan számos szakirodalom tisztázta a legkülönbözőbb keletkezési mechanizmusok sajátosságait részletekbe menően. Így a leginkább elterjedt hideg vizes (HEVESI 1986), meleg vizes (PÁVAI-VAJNA 1931, KORDOS et al. 1984), töbör- vagy barlangbeszakadásos (HEVESI 1991) barlangképződések jellemzésére is számos szakirodalmi forrás áll rendelkezésünkre.

A barlangjáratok kialakulása elsősorban a felszín alá beszivárgó, oldott CO₂ tartalmú víz hosszú távú korróziójának és eróziójának következménye. A kavernaképződés egyéb okait (rétegvastagság, dőlés, oldási maradék, faunatartalom, metamorf hatások, dolomitosság, kovásodás, konzisztencia, stb.). Karsztos hegységeinkben a felszín alatti víz a kőzetben megtalálható, főként tektonikus eredetű törések, repedések, gyengeségi övek mentén szivárog, vagy áramlik (AUJESZKY – SCHEUER 1974). E törések és repedések környezetét erodálja, szélesíti a karsztosodási folyamat, így azok végül barlangi járatokká és termékké szélesednek (JAKUCS 1971). Ennek megfelelően a barlangi járatok lefutása megegyezhet a járatok kialakulása előtt a kőzetben jelenlévő törések csapásirányával. A felszínen pedig gyakran az antiklinális szerkezetek gerincvonala mentén lesz legerőteljesebb a lepusztulás, így gyakran itt képződnek a völgyek a morfológiai inverzió bizonyítékaként (lásd pl. Jósua-völgy).

A Bükk hegységben 35 különböző méretű és megjelenésű barlangot vizsgáltunk meg, a járatirányokat a környező felszínen mért törések csapásirányaival korrelálva. A 9.1. ábrán látható, hogy a vizsgálatban szereplő barlangok elszórtnan helyezkednek el a Bükk különböző területein. Tehát a K-i, a Ny-i és az É-i peremeken, valamint a központi zónában is van elemzett barlang.

Az alábbiakban terjedelmi okok miatt csupán 4 barlang példáján keresztül mutatjuk be a legfontosabb eredményeket, amelynek általános tanulságai kiterjeszthetők a bükki barlangok mindegyikére. Emellett lehetnek természetesen egyedi sajátosságaik is, amelyek ugyanúgy helyfüggőek, mint a szerkezeti elemek érettsége, gyakorisága és nyitottsága. Három barlang (Kis-kóháti-zsomboly 5-ös pont, Tar-kői kőfülke 6-os és a Kőrös-lyuk, 7-es pont) elemzését a 6.4. fejezetben fejtettük ki részletesen.

9.1. Lilla-barlang

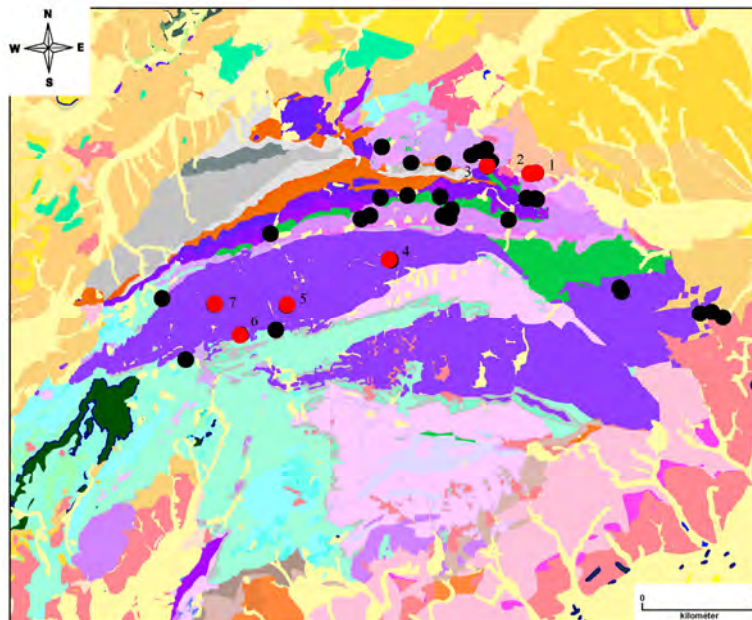
A Lilla-barlang mesterséges bejárata a Forrás-völgy völgyfőjétől mintegy 200m-re, a Kis-fennsíkon nyílik. A barlang erősen feltöltődött bejáratát 1970-től 1978-ig a

Miskolci Bányász Barlangkutató Csoport tárta fel. A barlangot 1988-ban fokozottan védetté nyilvánították (KOVÁCS 2003).

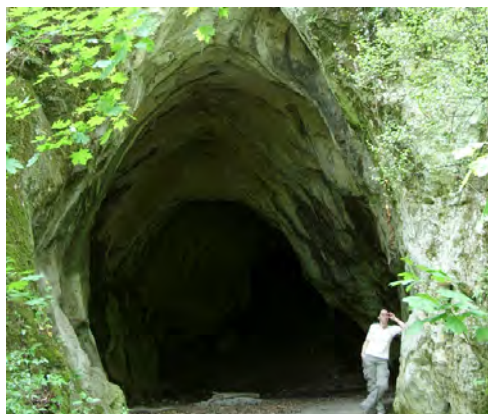
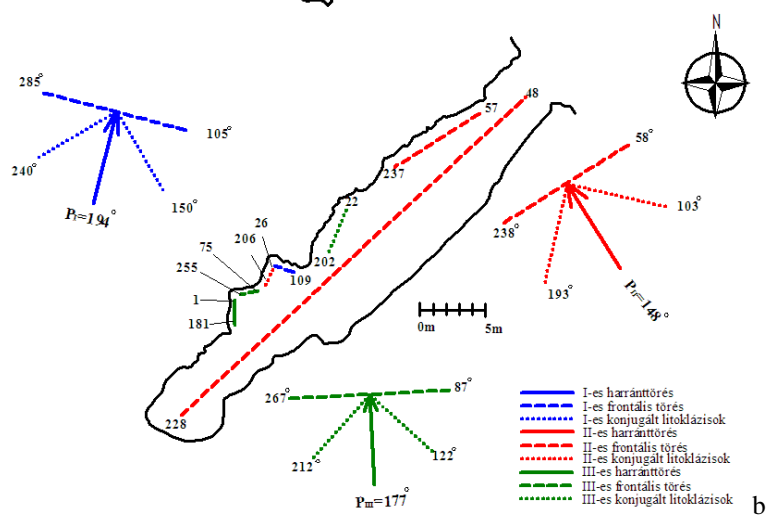
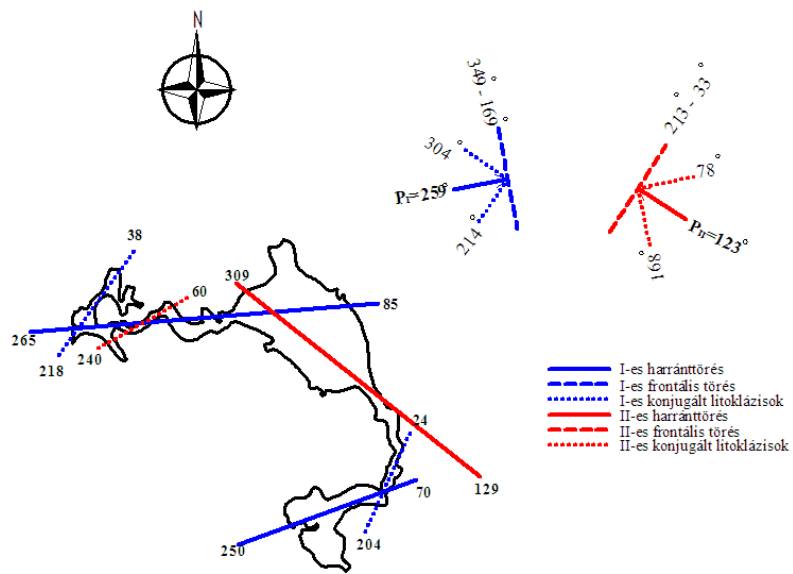
A barlang közvetlen környékén végzett szerkezeti felmérésünk alapján jól kimutathatók a barlang kőzetét ért erőhatások (9.2. ábra). Ezen a területen P_I szerkezeti elemei, valamint P_{II} deformációs elemei a jellemzők, P_{III} nyomai alig észlelhetők. Valószínűleg ennek is köszönhető, hogy P_I megőrizhette a Ny-ias irányát, átlagosan 259° irányából érte a területet. P_{II} 129° -os DK-i támadási iránya csaknem pont egybeesik a hegység egészére számolt átlagos támadási iránnyal (MCINTOSH – KOZÁK 2007), melyben a rotáció miatt elfordult értékek is benne szerepelnek.

A barlang mindhárom fő ága valamelyik erőhatás haránttörése mentén keletkezett, a mellékágak pedig az erőhatások konjugált litoklázisai mentén alakultak ki. A P_{II} erőrendszer elemei alárendeltebbek P_I elemeivel szemben, viszont a barlang leghosszabb ága, és annak terme P_{II} haránttörése mentén alakult ki. Ezen kívül csak egy rövidebb mellékág mutatja P_{II} hatását, a bejárattól jobbra. Ez a járat P_{II} jobb oldali konjugált litoklázisa mentén keletkezett. A bejárattól jobbra nyíló főág és a barlang D-i részében található másik főág is P_I haránttörése mentén fut. A bejárattal szemben nyíló mellékág, és a barlang D-i részében a két főágot összekötő mellékág is P_I jobb oldali konjugált litoklázisának irányát követi.

A barlangjáratok irányítottságai inkább P_I törései szerint orientáltak, ami arra utal, hogy ezen a területen inkább az ÉK-i vergenciájú erőhatás elemei dominálnak. A barlang legnagyobb termének DNy-i fala a főág átlagos csapásirányával jó egyezést mutat. Az ÉK-i fal viszont változtatja a futását, a terem közepéig az átlagos csapással párhuzamosan fut, később azonban elkanyarodik és folyamatos átmenetet mutat P_I átlagos redőtengely csapásiránya felé. Ez a folyamatos átmenet igazolja, hogy a két erő hatott egymásra. Feltehetően a barlangban e fal mentén a két erő főirányai közötti átmeneti redőfelszín és tönkremeneteli elemek jellemzőek.



9.1. ábra: Törési statisztika szempontjából vizsgált bükki barlangok elhelyezkedése



9.2. ábra: A Lilla-barlang és a Büdös-pest barlang kiértékelt alaprajza (Országos Barlangnyilvántartás), valamint az utóbbi szádájának fotója

9.2. Büdös-pest barlang

A Kis-fennsík K-i végén, a Galya-tető gerincén nyílik a 37m hosszú, inaktív forrásbarlang 6,5m magas és 5,2m széles szádája (9.2. *ábra*). A barlang feltárását 1906-ban kezdte meg Kadić Ottokár, 1951-ben helyezték régészeti védelem alá, majd 1982-ben vált fokozottan védetté (REGÖS – RINGER 2003).

A barlang bejáratának sziklafelszínei kiválóan alkalmasak szerkezeti mérésre, így ezek jól jellemzik a terület szerkezeti viszonyait (9.2. *ábra*). Itt P_I 194° irányából, tehát csaknem D felől hatott. Ilyen erőteljesen D-ies irányt az elsődleges rendszerre nem tapasztaltunk a hegység más területein. Valószínű, hogy a P_{II} erőrendszer által erőteljesebben deformált elemek és irányítottság jelenik itt meg. P_{II} 148° , P_{III} pedig 171° irányából érte a területet. A P_{II} erőrendszer is D-iesebb értéket mutat, mint a hegység más területein, tehát valószínűleg P_I és P_{II} aktivitása itt időben részben átfedte egymást. P_{III} irányítottsága megfelel a hegység egészére jellemző főiránynak. Érdekes egybeesést mutat P_I frontális törése P_{II} jobb oldali konjugált litoklázisával (9.2. *ábra*).

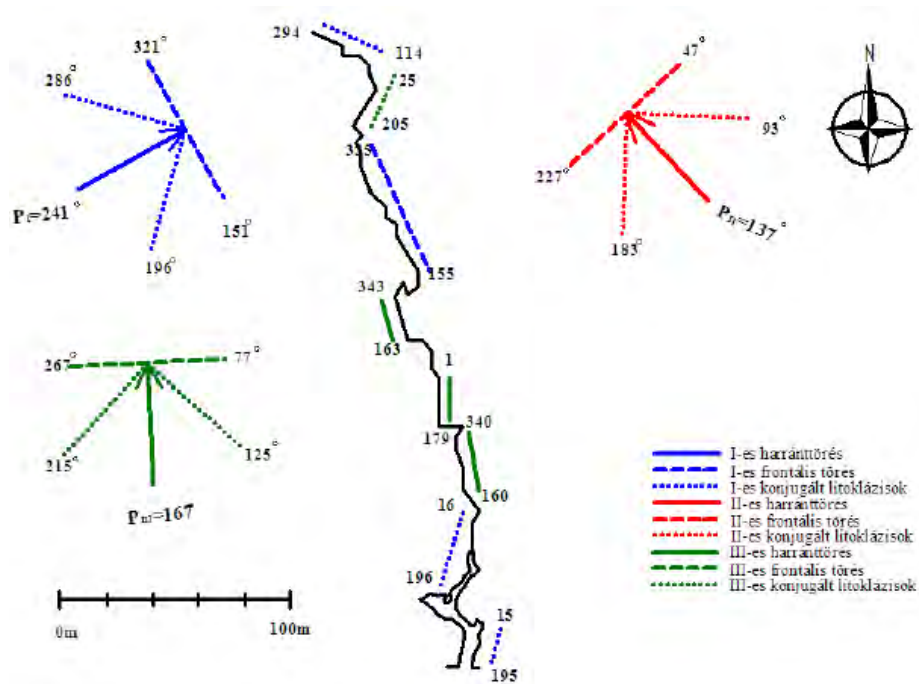
A 9.2. *ábrán* látható, hogy a barlang egyetlen hosszabb járatból áll, ennek falait elemezve igazolódott, hogy a főág P_{II} frontális törése. A falszakaszok közül kettő (az egyik nem messze a bejáratától, a másik pedig egy rövid szakasz a barlang közepe táján) szintén P_{II} frontális törésével egyezik. Néhány falszakasz P_{III} elemeit követi, azonban mindegyik más-más elemet. Az egyik falszakasz P_{III} bal oldali konjugált litoklázisával mutat egybeesést, egy másik az É-i vergenciájú erőhatás frontális törése, egy harmadik pedig annak haránttörése mentén keletkezett. Az egyik falszakasz a már korábban említett egyezés miatt, megfelelhet P_I frontális törésének vagy P_{II} jobb oldali konjugált litoklázisának is, de általában a falak a litoklázisok mentén alakulnak ki, így feltehetően ez is.

9.3. Kecse-lyuk

A Kis-fennsík K-i peremén lévő forrásbarlang első leírója Márki Sándor volt 1882-ben, majd 1906-tól Herman Ottó kutatta tudományos igénnyel. A 480m hosszú barlang első 20m-re egy nagy méretű bejáratú csarnok. A további 130m-en járata elkeskenyedik, de még mindig 5m magas (9.3. *ábra*). Ezt követően a járat hasadékszerűvé szűkül, a mennyezet felé összetartva. A barlangot 1951-ben régészetiileg, 1982-ben fokozottan védetté nyilvánították (FERENCZY 2003).

A Kecse-lyuk barlang közvetlen körzetében és a barlangban az első 80m-en végeztünk szerkezeti méréseket, melyekből kirajzolódott a barlang környékét ért erőhatások fő irányai (9.3. *ábra*). A területen mindhárom erőrendszer szerkezeti elemei megjelennek. Az elsődleges erőhatás 241° , a másodlagos 137° , a harmadlagos pedig 167° felől érte a területet.

A 9.3. *ábrán* látható alaprajz alapján vizsgáltuk a barlang járatának, illetve falszakaszainak orientációját a tönkremeneteli elemek függvényében. A barlangjáratok kiválóan korrelálnak a P_I és P_{III} erőrendszer tönkremeneteli elemeivel. A bejáratától az első 50m az elsődleges erőhatás konjugált litoklázisa mentén alakult ki. Ezt követően három szakasz is P_{III} haránttörése mentén keletkezett. Majd egy hosszabb ág következik, amely ismét P_I elemeivel mutat párhuzamot (frontális törés). Az utolsó két szakasz konjugált litoklázist követ, az előbbi P_{III} bal oldali, az utóbbi pedig P_I bal oldali konjugált litoklázisát.



9.3. ábra: A Kecskely-barlang bejárati szádája (a), keskeny járata a bejárattól 200m-es távolságban (b), valamint a szerkezeti kiértékelt alaprajza (Országos Barlangnyilvántartás) a fő törés- és járatirányokkal

Összegezve elmondható, hogy a hosszabb járatok inkább a fő törések (haránttörések, frontális törések), valamint a redőtengelyek lefutását követik, míg általában a kisebb ágak, falszakaszok követik a konjugált litoklázisokat.

9.4. Bányász-barlang

A 120m hosszú Bányász-barlang a Nagy-fennsíkbeli kissé kiemelkedő Nagy-Hársas csúcsától D-re lévő réten található 738m tszf. magasságban. Feltárása 1964-ben kezdődött, 1993-ban fokozottan védetté nyilvánították (NYERGES 2003).

Térségében a felszíni mérések alapján megjelenik mindhárom erőhatás és dominánsak P_{III} elemei. A felszín alatt, a barlangban szintén P_{III} elemei uralkodóak, P_I és P_{II} elemei hasonló gyakorisággal észlelhetők (9.4. ábra).

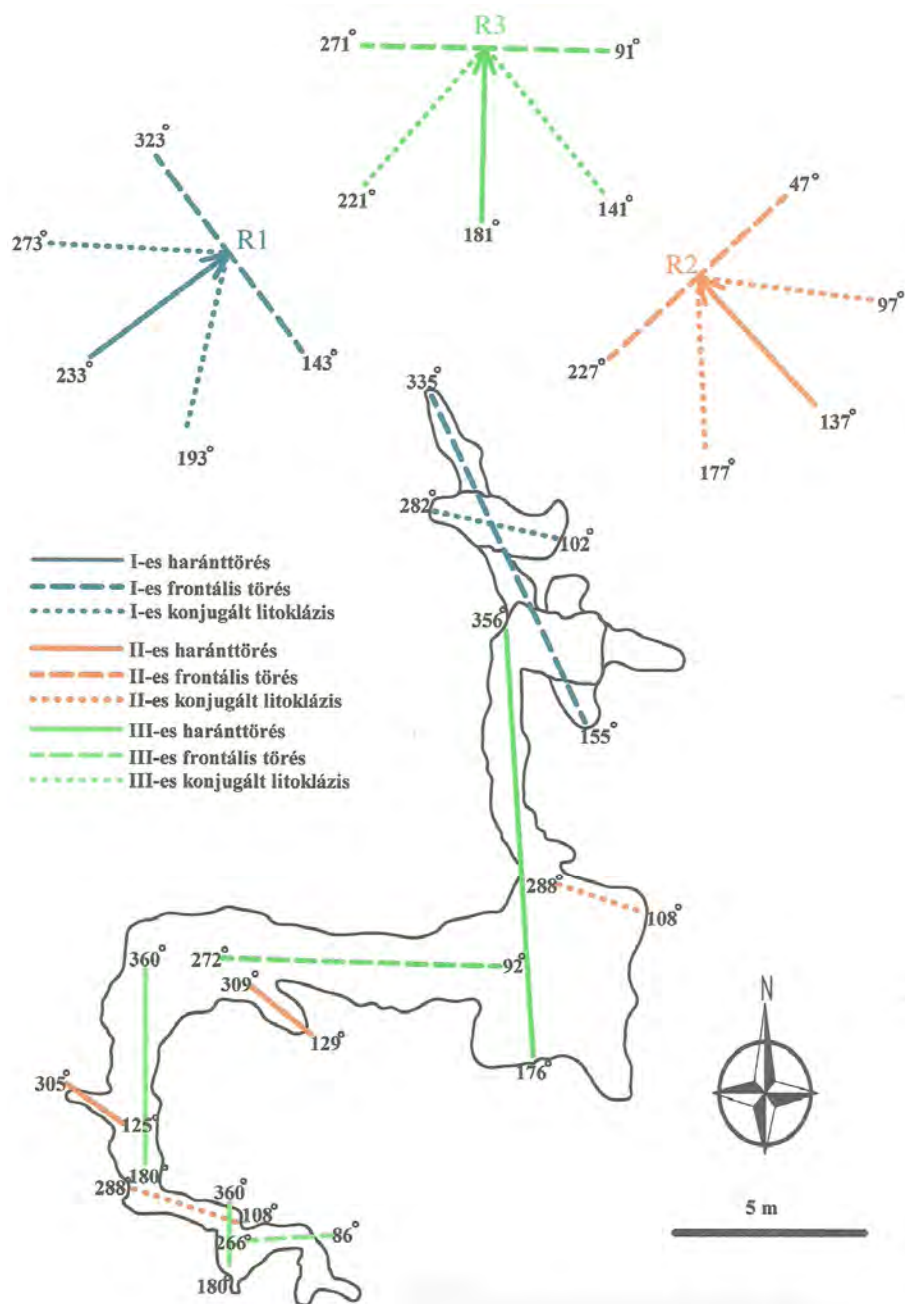
A barlangnak 4 nagyobb kiterjedésű, folyamatosan egy irányba mutató, összefüggő járata van. Ezek közül a legmagasabb helyzetben lévő, leginkább tagolt szakasz P_I frontális törésének a csapását követi. A többi nagyobb járat mind P_{III} elemei mentén alakult ki. Kettő az É-D-i irányítottságú haránttörés, míg egy a K-Ny-i csapású frontális törés lefutását követi (9.4. ábra). E nagyobb járatok oldalfalai nem egységes lefutásúak, váltogatják irányukat elsősorban P_I frontális törése, illetve P_{II} haránttörése, valamint P_{II} frontális törése és P_I haránttörése mentén (itt P_I frontális törése és P_{II} haránttörése, valamint P_{II} frontális törése és P_I haránttörése megegyező csapásirányú). A barlangban a két legnagyobb szélességű üreg P_{III} két fő törésének (haránttörés és frontális törés) a találkozási pontjaiban alakult ki.

9.5. Összegzés

A vizsgált barlangok esetében a felszíni feltárásokban mért deformációs elemek és a barlangokban mért járatrendszer irányok igen jó egyezést mutatnak. Egyes barlangok körzetében nem jelennek meg P_{III} tönkrementeli elemei (pl. Lilla barlang) és ezeken a helyeken az elsődleges erőhatás elemei lényegesen Ny-iasabb támadási irányt (259°) mutatnak, mint más területen. Más barlangok esetében markánsan jelen van P_{III} , mind a járatok csapásirányában, mind a felszíni feltárásokban és gyakran mind P_I mind P_{II} egészen délies (DDNy-i, illetve DDK-i) orientációt mutat. Mindez arra utal, hogy azokon a területeken, illetve barlangokban, ahol P_I dominált, ott megmaradt az eredeti Ny-ias irányultsága és P_{II} erőhatás DK felőli irányultsága. A többi területeken, illetve barlangokban viszont, ahol P_I és P_{II} jelentős mértékben deformálta egymást, elforgatták egymás elemeit. Együttes működésükkor az eredő erőhatásuk eredményezte az É-ias vergenciájú P_{III} erőt és ennek sajátos hatásait.

Összességében elmondható a barlangokról, hogy a nagyobb járatok átlagos csapásiránya rendre a tönkrementeli főelemek (haránttörés, redőtengely, frontális törés) irányával korrelál. A járatok falai azonban gyakran kisebb szakaszokból állnak, amelyek hirtelen irányváltásokat mutatnak. Általában ezek a cikk-cakk megjelenésű kisebb falszakaszok valamely melléktörés (konjugált litoklázis) irányával korrelálnak váltakozva. A járatok egyes szakaszainak irányváltásai azonban P_I , P_{II} és P_{III} főtörései közötti irányváltásokat is tükrözhetik.

Az irányváltások közötti átmeneti szakaszok gyakran több erőhatás tönkrementeli irányait is követik. Ez akkor is előfordul, ha P_I és P_{II} csaknem merőleges egymásra. Ilyenkor ugyanis az erőhatások felhasználták és erősítették egymás elemeit, így egyes tönkrementeli elemek csapásirányai egybeesnek. Ilyenkor átmeneti színnel jelöltük



9.4. ábra: A Bányász-barlang szerkezeti kiértékelt alaprajza (Országos Barlangnyilvántartás) a fő törés- és járatirányokkal

azokat a járatszakaszokat, amelyeket nem lehetett egyértelműen csak az egyik erőhatás valamely eleméhez sorolni.

Egyes nagyobb méretű barlangi ágak esetén nagyméretű kiszélesedés, felmagasodás alakul ki hatalmas termeket formálva. E kiszélesedések ott jelentkeznek, ahol a frontális törések tönkremenetele erősebb, így itt valószínűleg a karsztosodás hatékonyabban ment végbe az erőteljesebben felmorzsolts kőzetben. P_{II} frontális törése valószínűleg ott okozhatott nagyobb tönkremenetelt, ahol P_I hatása is érvényesül. A termeket emellett a beszakadások (pl. réteglap menti) érlelik, s ezek annál gyakoribbak minél sűrűbb a törésháló, minél vékonyabb a rétegzés és gyengébb a cementáció.

10. ÖSSZEFOGLALÁS

10.1. Bevezetés

A Bükk hegységet több száz éve vizsgáló kutatók mind megjegyezték, illetve egyetértettek abban, hogy nemigen található olyan terület a Pannon-medencében, melynek felépítése és szerkezetföldtani viszonyai bonyolultabbak lennének.

Új típusú megközelítésben szerkezetföldtani vizsgálatainkat olyan mérési körzetekben végeztük, amelyek egy-egy sávszelvénybe fűzhetők fel. Így keresztülvágva a jellemző szerkezeteket, a látszólag kevésbé markáns deformációs elemeket is érzékelhettük.

Ma már egyre gyakrabban keresik a földtani folyamatok nyomait a morfológiában (MOLDVAI 1972, KISS 2009, BURBANK – ANDERSON 2011). A morfortektonikai megközelítést általában neotektonikai elemzésekhez alkalmazzák (FODOR et al. 2005c, SÍKHEGYI 2008). Felfogásom szerint azonban az erózió munkáját meghatározó tényezők körében az egyik legfontosabb a földtani közeg szerkezeti jellemzője. A rideg és a plasztikus deformációs elemek – olyan területeken, ahol a kemény, ellenálló kőzet a felszín közelében van, és mélyedéseit nem tölti ki nagy vastagságú laza üledék – meghatározzák a morfológia domináns elemeinek (gerincek és völgyek) lefutását. Így a morfológiai kép nemcsak a neotektonikai folyamatokra, hanem az alapkőzet idősebb szerkezeti jellemzőire is utalhat, és az átlagostól eltérő morfológiai formák genetikájára magyarázatot adhatnak a bonyolult szerkezeti viszonyok.

10.2. Anyag és módszer

A dolgozat eredményeit és megállapításait számos különböző típusú vizsgálatra alapozom (pl. petrográfiai, kémiai, röntgen elemzések, K/Ar kormeghatározás), de a szerkezetföldtani következtetéseket a rideg és plasztikus deformációs elemek vizsgálatából vontam le. A több mint 18000 mikrotektonikai mérés során palásági síkokat, redőfelszíneket, redőtengelyeket, frontális töréseket, haránttöréseket és konjugált litoklázisokat mértünk. A szelvényeket, mérési pontokat mérési körzetekbe, a körzeteket pedig sávszelvényekbe csoportosítottuk. A hegység területét lefedő 10 sávszelvényt (6.1. ábra) úgy jelöltük ki, hogy az uralkodó vergenciáirányokra merőleges csapásirányú legyen.

10.3. Eredmények

A hegységfejlődést meghatározó erőrendszerek

Méréseink alapján a Bükkiumot alapvetően három, a késő jura óta többször ismétlődő kompressziós erőhatás deformálta, s juttatta mai helyzetébe. Közülük időben elsődlegesnek tekinthető a K-ÉK-i (P_I), másodlagosnak az ÉÉNy-i (P_{II}) vergenciájú erőrendszer. A későbbi ismétlődések során ezek együttes hatásaként, azaz e kettő eredőjeként jelentkezik egy É-ias vergenciájú (P_{III}) feszültségtér. E három erőrendszer deformációs elemei a Bükk hegység egészében kimutathatók, a hegység részek között helyileg eltérő dominanciával. Az alpi orogén tektonika kezdetén (késő jura – kora kréta) a P_I dominált a terület máig legnagyobb, több hullámú, diszharmonikus redőződését okozva. A P_{II} erőrendszer feltehetően már a krétában megjelenik, s ismétlődései során a Bükk térségében csak helyenként tudott valódi gyűrődéseket és

kisebbs mértékű palásodást okozni, mivel az előző erőrendszer a területet már részben kiemelte. Ezért gyakran csak redőszerű, apró törésekből álló sajátos törésprofilokat eredményezett. Hatása helyileg eltérő aszerint, hogy milyen szög alatt érte az előzőleg már deformált és helyükről kimozgatott szerkezeti blokkokat. A P_{III} erőrendszer véleményem szerint a két erő együttes működésének eredőjeként lépett fel ÉÉK-ies vergenciával, ezért deformációs hatásai főként a D-i és É-i hegység részen, illetve blokk szegélyeken érvényesült, míg a szerkezeti blokkok belsejében csak ritkábban és gyengébben mutatható ki.

A bükki kőzetfajták tektonikus reakciókészsége

A Bükkben található valamennyi kőzetfajtán (mészkövek, dolomitos mészkövek, dolomitok, tűzköves mészkövek, radiolaritok, homokkő-mészkő váltakozások, agyag- és aleurolitpalák, konglomerátumok, bazaltok, andezitek, riolitok, ofiolitok) kimérhetőek voltak a hegység szerkezetfejlődését meghatározó kompressziós erőrendszerek jellemző deformációs és tönkremeneteli elemei. Ezek kialakulását tehát döntően nem a kőzetek mechanikai szilárdsága befolyásolta, hanem az adott kőzettest relatív térbeli helyzete (centrális, vagy szegély pozíció a hegységen, illetve a szerkezeti blokkokon belül, fedettsége) és a feszültségfeloldódási zónákhoz való közelsége.

Térben változó feszültségfeloldódás és a szerkezeti elemek kapcsolata

Mindhárom erőrendszer esetében megfigyelhető, hogy feszültségterének hatásai a kőzettömeg kompaktabb részein minimálisan érvényesülhetnek, valószínűleg fokozták a karbonátos kőzetek kristályosságának fokát, esetleg szabálytalan lefutású hajszálér hálózatot hozhattak létre. A kompressziós tönkremenetek (haránt- és frontális törések, konjugált litoklázisok) a kevésbé igénybevett és az erősen gyűrt, morzsolt zónákban egyaránt megjelennek. Az igazán markáns hatások azonban a feszültségfeloldódás zónáiban jelennek meg legfejlettebb formában, részben gyűrődéses deformációk, diszharmoniók, torlódások, helyi, illetve zonális palásodások, törések, vetődések, lineárisan orientált breccsásodások formájában. Hasonló jelenségek már a bükki paleozóos képződmények varisztid hegységképző mozgásai során is érvényesülhettek, ahogy ezt a Szilvásvárad határában talált deformált szegregációs kvarcit lencsék és a palás textúrájú csillámgneisz bizonyítja.

A töréses elemek az ismétlődő hatások során megújulhattak, státuszt válthattak, vetőfelszínekké formálódhattak. Húzásos jelenségek elsősorban a hegység szegélyein a nagyobb előretolódások idején, a hegység belsejében, K-i és ÉNy-i szegélyein pedig a rotáció során érvényesülhettek, de alárendeltek a kompressziós hatásokhoz képest a hegység fejlődésében.

Az erőterek hatásának legfontosabb következményei

Az erőrendszerek dominanciaviszonyai fokozatosan tolódtak el és a neogén során már a P_{II} sokkal erőteljesebb hatása nyomta rá a bélyegét a hegység szerkezeti mozgásaira, fejlődésére. A P_{II} és a P_{III} együttes hatása okozta a hegység mai helyére történő eltolódását és a szarmatát követően a fokozatos kiemelkedését, valamint az É-i nagyredő létrejöttét. Ez az együttes hatás a P_{II} fokozatos fölénybe kerülésével a feltolódás, de főként a helyfoglalás idején és azt követően a hegység tömegének ÉNy-ias, tehát az óramutató járásával ellentétes irányú rotációját idézte elő. A ma 20-35°-

osnak mérhető rotáció legintenzívebb szakaszai a P_{II} és P_{III} felerősödésének idején részben kiváltotta a felsőköpenybeli és kéregbeli magma aktiválódást, az előterek neutrális és savanyú vulkanizmusát, valamint a feltolódó takaró D-ies vergenciájú visszapikkelyeződését.

Erőterek interferenciájának egyedi jelei

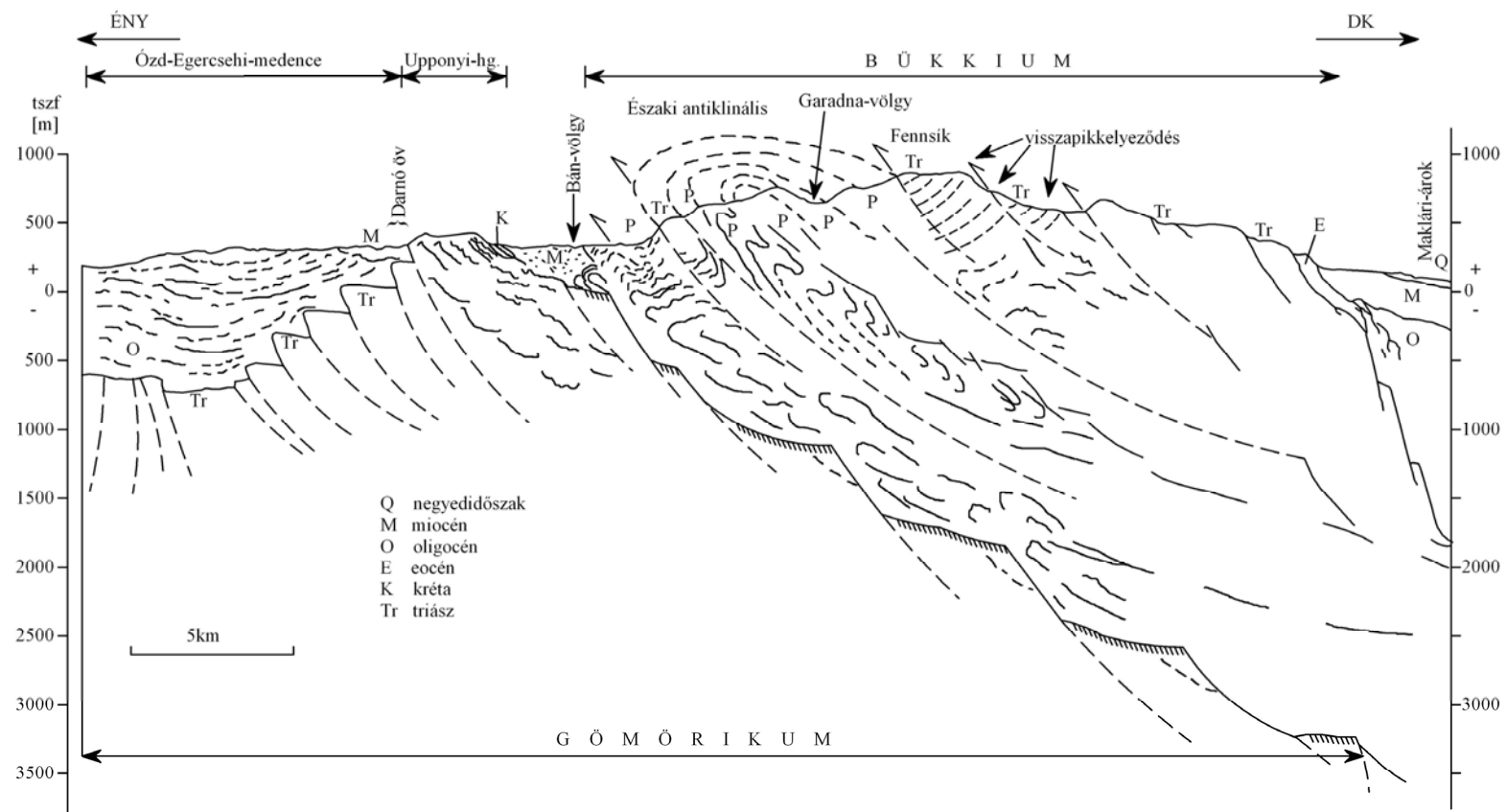
A Bükk hegység számos területén látható különleges szerkezeti elemek P_I és P_{II} erőrendszerek interferenciájának következményei. Mindkét többször ismétlődő erőhatás létrehozta saját plasztikus és rideg deformációs elemeit, majd kölcsönösen felülbélyegezték és deformálták azokat. Részben fölhasználták egymás szerkezeti elemeit megváltozott funkcióval, vagy nagyobb blokkok formájában elforgatták azokat saját rendszerükhöz közeli helyzetbe. Kritikus, 90° -nál kisebb határértékű szögek esetén a gyúrt formák egy része úgy forogtódik át helyenként a másik rendszer valamelyik gyúrt formaegyüttesébe, hogy folyamatos irányváltással S-alakzatokat formáló „Möbiusz szalagra” emlékeztető csavartengelyű redőket hoznak létre. Más területeken a többszöri deformáció erősen összetört, morzsolt breccsazonákat eredményezett. A szerkezeti blokkok É-i szegélyén felszínre bűvő korábbi gyűrődéses szerkezeti elemek kompressziósan összepréselődve jellegzetes alakzatokat formáltak (pl.: két dimenziós „hajóorr” rajzolat, elliptikus redőtorzulás).

Szerkezeti blokkok, mint „tektonikus elemi cellák” jellemzői

A Bükk egyes részeinek szerkezeti egységekre való tagolódását az adott rögdarab Bükkön belül elfoglalt pozíciója határozta meg. E szerkezeti egységeken belül viszonylag konzekvensen követhetők a szerkezeti jelenségek és nyomozhatók azok kiváltó okai, de még ezek között is vannak lokális eltérések, mivel mindkét erőrendszer esetében bekövetkeztek kisebb irányeltolódások. E „szerkezeti (elemi) cellák” főleg a D-i és É-i szegélyén érzékelhetjük P_{III} jelenlétét, míg P_I és P_{II} dominanciája érvényesül a vergenciairányaiknak megfelelő közelebbi és távolabbi hegységsgégyeken és szerkezeti blokksgégyeken.

A Bükk törvegyúrt allochton takaró a gömöri aljzatra tolvá

A Bükk allochton helyzetű, visszapikkelyeződött takaró szerkezetének (10.1. ábra) a létrejötté egyben feltételezi azt is, hogy eredeti aljzatáról lenyíródott. Erre enged következtetni az is, hogy az É-i bükksgégyén karbonnál idősebb bükki képződményeket nem sikerült kimutatni. Az allochton helyzetű Bükk mai aljzata a Dél-Gömörikum kristályos alaphegységének többnyire a paleozoikumig lepusztult felszíne lehet. A Bükk ÉK-i szegélye alatt a geofizikai anomáliák szerint mélyen rejtőző magmakamra a miocén aljzatmozgások kompressziós hatására a hálózatos tektonikai vonalak mentén szétáramolva felnyomult és elsősorban andezit piroklasztikumot szolgáltatott Miskolctapolcától Putnokig. Az andezittufában részben a paleozoós gömöri aljzat csillámpalái, agyagpalái, gneisz blokkjai, gránit fragmentumai és blokkjai, sőt néhány helyen metabázitok és szerpentinesedett ultrabázitok találhatóak kisebb mennyiségben gömöri típusú abráziósan feldolgozott, többnyire kavicsá formált triász és jura mészkövekkel, radiolarittal. Az ilyen zárványok az andezittufában és annak erodált felszínén általánosan elterjedtek az egész térségben, de az egyes kőzetfajták gyakorisága helyenként változik. A max. 40–90cm átmérőt is elérő granitoid



10.1. ábra: A Gömörikum és a Bükkium rendszere mélyfúrások és geofizikai szelvények felhasználásával Kozák et al. (2001) után módosítva

zárványblokkok radiometrikus kora K/Ar vizsgálat alapján három intervallumba sorolható: 89-84Ma, 75-77Ma, 53Ma. Ezek lehetnek a kompressziós alpi tektonika legintenzívebb, lokális kéregolvadást is okozó időszakai az együtt formálódó Bükkium – Dél-Gömörikum rendszerben. Ezzel szemben a szintén igen aktív alsó-középső miocén, majd plio-pleisztocén tektonika már nem okozott ilyen erőteljes változásokat, de szerepe volt a vulkanizmusban, a hegység kiemelkedésében, rotációjában és máig tartó lepusztulásában.

A felszíni és felszínalatti alaktani adottságok és a szerkezeti elemek kapcsolata

A bükki fővölgyek közé sorolható a Garadna-völgy és a Szinva-völgy. Mindkettőre jellemző, hogy egésze és lényeges részletei közel K-Ny-i irányultságúak, ami megfelel a P_{III} erőrendszer redőfronti csapásának és az e frontot átmetsző radiális törési iránynak és/vagy az utóbbiból torlódási zónákban helyenként kifejlődő palásodási, illetve feltolódási síkok csapásának. E fővölgyek D-i és É-i oldalának gyakori sziklafelszínein igen sok mérést végezve rajzolódott ki, hogy e felületek helyileg gyakran ismétlődő módon fűrészfogszerűek, vagyis váltakozva P_I és P_{III} redőfronti csapásirányainak felelnek meg. Attól függően, hogy ezek a váltakozó irányú felszínek a szerkezeti „celláknak” ÉNy-i, középső, vagy ÉK-i szegélyén találhatók, a szerint válik egyik, vagy másik elem meghatározóvá, vagy alárendeltté. Legszembeötlőbb példa erre a Garadna-völgy, amelynek felső szakaszán a P_{II} erőter dominanciája mellett megjelenik lokális elemként a P_I-nek megfelelő frontális csapású felszín is, míg a völgy tőfelőli, K-i szakaszán ennek ellenkezője a jellemző. Középpütt viszont a P_{III} elemei és frontális csapása jellemzi leginkább a mérhető kőzetfelszíneket.

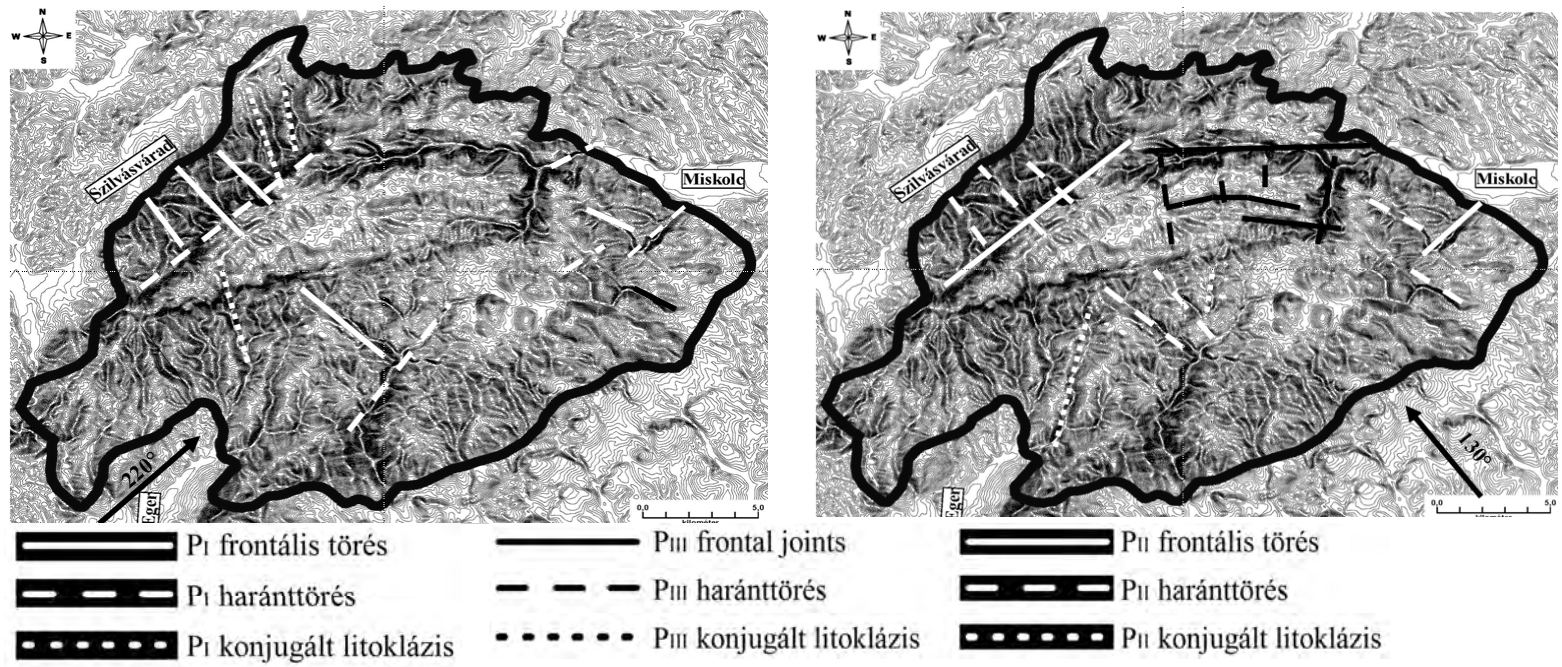
Kevésbé szabályszerűen, de hasonló cikk-cakkosság figyelhető meg a hegységből ÉK-re, É-ra és ÉNy-ra radiálisan kifelé futó völgyeknél is. Ezek szakaszai szintén a 3 erőrendszer egyes töréses elemeinek összekapcsolódó vonalai mentén alakultak ki (pl.: Tatár-árok, Bán-völgy, Szalajka-völgy, szarvaskői szurdok) (10.2. ábra).

Hasonló orientált tagoltság a hegység szegélyein, főleg az É-i lejtőoldal lefutásában is tapasztalható, ahol a gerincek és a köztes völgyek a kapcsolódó szerkezeti töréselemek lefutását követik. Mivel a feltolódások északiasak, ezért legmarkánsabban az É-i hegység szegélyén és az Upponyi-hegység völgyeinél voltak megfigyelhetők ezek az összefüggések (10.2. ábra).

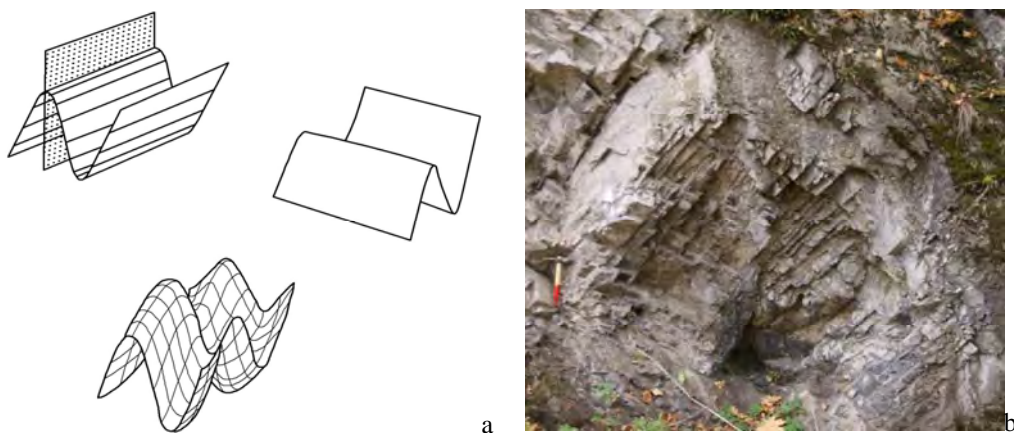
Hasonló elv alapján az egymást részben felülbélyegző és részben megújító erőrendszerek egyes töréses elemeinek az összekapcsolódása rajzolódik ki a többsorok irányában és a barlangjáratok irányában is. Utóbbiaknál – főleg a főágakban – gyakran figyelhető meg a járat oldalfalainak cikk-cakk lefutása, ahol a völgyekhez hasonlóan P_I, P_{II} és P_{III} frontális csapásirányát követik az egyes rövid szakaszok 10-100m hosszú nagyságrendben, miközben a járat középvonala egy jól definiált főirányt követ.

Karsztos üregképződés és a gyűrődéses deformációk kapcsolata

Számos üreg, víznyelő, illetve barlang felszíni nyílása ott kezdődik, ahol a szerkezeti igénybevétel a legerőteljesebb deformációt hozta létre, mint például redők belső magrégiójában, vagy leggyakrabban két egymásra szuperponálódó redőződés közötti zónában (10.3. ábra), mivel ilyen helyeken az erősen tönkrement, felmorzsolts kőzetben hatékonyabb lehet az erózió és akár a karsztosodás is (pl.: Közép-Garadna bánya, Bánkút, Gerenna-vár, Lillafüred).



10.2. ábra: A nagyobb völgyek korrelációja a hegységben mért fő törések átlagos csapásirányával



10.3. ábra: Két egymásra merőleges redőződés interferenciájának elvi modellje (a) (CSONTOS 1998), valamint a Garadna-völgyben kialakult példája (b)

Módszertani újítás a szerkezetföldtani vizsgálatok és adattárolás terén

Több fázisban plasztikus és rideg deformációt szenvedett köztömegek esetén, ahol a szerkezeti igénybevételek interferenciája miatt torzult szerkezeti elemekkel találkozunk segítheti a rekonstrukciót ha különböző irányítottságú sávselvények mentén dolgozzuk fel az egyes feltárásokat. Mivel a Bükk hegységben egy hármas erőrendszer több szakaszban kialakult gyűrődéseit és különböző töréses szerkezeteit azonosíthatjuk, ezek szétválasztása az interferencia jelenségek nélkül is nehézkes és időigényes. Az erőrendszerek egymást torzító hatása miatt bonyolulttá váló felépítés azonban kaotikusnak látszó szerkezeti elemeket eredményez. Egy ilyen rendszerben megkönnyíti az eligazodást, ha rendelkezésünkre áll több irányból készített fotófelvétel minden egyes feltárásról, illetve a fotók, terepi vázlatok és mérések segítségével készített valóság-hű rajz. Ezek rendszerezésére, tárolására, valamint kezelésére ajánlom a „Tektotéka” adatbázist (lásd 4. fejezet).

10. SUMMARY

10.1. Introduction

Scientists studying the Bükk Mountains for several decades noted and agreed that no area could be found in the Pannonian Basin with more complex structure.

With a new approach the structural geological measurements were carried out in districts that are orientated in a row forming a “belt profile”. Along this profile the characteristic structures were cut and in this way the seemingly less marked deformation elements were also detected.

Signs of geological processes are frequently analysed in morphology nowadays (MOLDVAI 1972, KISS 2009, BURBANK – ANDERSON 2011). The morphotectonic approach is generally applied in neotectonic analyses (FODOR et al. 2005a, SÍKHEGYI 2008). In my opinion, however, one of the most important factors determining the operation of erosion is the structural conditions of the rocks forming the land. Brittle and ductile deformation elements – where the solid rock is located near the surface and its depressions are not filled by thick loose sediments – define the orientation of the dominant elements of the morphology (ridges and valleys). Therefore morphology indicates not only neotectonic processes but the older structural features of the underlying geology. The genetics of the unusual morphological forms could be explained by the difficult structural conditions as well.

10.2. Material and methods

Results and statements in the thesis are supported by some different types of analyses (e.g. petrographic, chemical, X-ray analyses, K/Ar age determination) but the structural geological conclusions were drawn from studying the brittle and plastic deformation elements. Cleavage planes, fold limbs, fold axes, frontal faults, transverse faults and conjugated lithoclasts were measured producing more than 18000 structural data. Sections and measurement points were analysed in measurement districts and in “belt profiles”. The ten “belt profiles” (*Figure 6.1.*) are located so that they cross the prevailing structural vergencies.

10.3. Results

Stress fields determining the development of the mountain

According to our measurements, the Bükkium was deformed and placed to its current position fundamentally by three compressional stress fields reactivated several times since the Jurassic. The first in time was an E-NE verging (P_I) stress while the second in time was a NNW verging (P_{II}) force. In their later reactivation a third compression acting like a resultant force of the joint effects of the first two stresses occurred with a northern vergence (P_{III}). Deformation elements of the three stresses can be studied in the entire Bükk Mts. with variable dominance. At the beginning of the Alpine orogen (Late Jurassic – Early Cretaceous) P_I was dominant producing the greatest disharmonic folds of the area. The P_{II} stress becomes active probably in the Cretaceous, however, it could form real folds and cleavage only at a few places since the earlier stress partly uplifted the area. Therefore P_{II} resulted mostly in fold like small fracture series. Its effects vary according to the angle it closes with the structural blocks

deformed and dislocated by the previous stress. The P_{III} stress, in my opinion, acted as the resultant stress of the interaction of P_I and P_{II} with a northern vergence. Therefore the effects of P_{III} are strongest in the northern and southern edge of the mountains and in the margin of smaller structural blocks. Generally its elements cannot be detected in the interior of the structural blocks.

Tectonic reactions of the rock types in the Bükk

Characteristic deformation elements of the compression stresses forming the structure of the mountain were detected in all rock types of the Bükk (limestone, dolomitic limestone, cherty limestone, radiolarite, alteration of sandstone and limestone, slate, conglomerate, basalt, andesite, rhyolite, ophiolite rocks). The formation of the structures has not been influenced significantly by the mechanical strength of the rocks, the relative position of the block within the mountain or within a structural block (central or marginal position) has been more decisive.

Stress effects variable in space and their connection with structural elements

In the case of all three stresses, their effects are slight in the more compact parts of the rockmass. They intensified the crystallinity of the carbonates and produced an irregular joint network. Joints associated with compression (transverse joints, frontal joints and conjugated lithoclasts) appear both in the less deformed and the strongly folded and fractured zones as well. Real striking effects appear in the zones of stress release in the form of folds, disharmonies, pressed structures, cleavage, faults and brecciations. Similar features were probably formed before when the Palaeozoic rocks were deformed in the Variscian orogen indicated by quartzite lenses and foliated gneiss in the surroundings of Szilvásvárad.

Brittle elements were reactivated and renewed in function by the subsequent stresses. Tensional stress appeared primarily in the margin of the mountains at the time of greater movements. In the interior and on the eastern and northwestern edges tension appeared in the course of the rotation of the mountains, however, tension is subordinate compared to the effects of compression.

Most important results of the stresses

Dominance of the stresses was shifted gradually and in the Neogene P_{II} became much more dominant. The movement of the mountains into its current position was caused primarily by the joint effects of P_{II} and P_{III} . These joint effects and the gradual strengthening of P_{II} caused the counter-clockwise rotation of the mountains. The rotation can be measured to be around 20–35° and it triggered magma generation in the upper mantle and in the crust producing the neutral and acid volcanism of the forelands. The joint effects of P_{II} and P_{III} also include the south verging backthrust structure of the mountains.

Specific signs of stress interaction

Special structural elements seen all over the Bükk Mountains are the result of the interaction of P_I and P_{II} . Both stresses formed their own sets of ductile and brittle deformational elements and then they both deformed them, partly using them in their own network with different function or rotated them towards their orientation. When the two stresses close an angle with each other smaller than 90° the deformed folds form 'S'

shaped forms resembling a Möbius strip. In other areas multiple deformation results in strongly fractured and brecciated zones. In the northern edge of the structural blocks strong compression results in deformed folds pressed into the flattened fold surfaces or slickensides.

Structural blocks as „tectonic element cells”

The setting of the structural units of the Bükk is determined by the position of the given block. Within these structural units the structural elements can be detected relatively consequently. Along the margins of these “structural (element) cells, however, the interaction of the stress systems become stronger and the deformation of the structural elements make the structural reconstruction more difficult. Along certain structural unit boundaries either P_I or P_{II} becomes dominant.

The Bükk is an allocthonous nappe thrust onto Gemerian basement

The formation of a nappe with backthrust structures presumes that the unit was sheared off its original basement. In our opinion the Bükk Mountains as a nappe system was thrust onto the Gemerian basement while the south verging backthrust structures developed (*Figure 10.1*). This is supported by the lack of formations older than Carboniferous in the northern edge of the Bükk. The current basement of the Bükk could be the crystalline part of the Gemerian basement. Magma from chambers located deep in the northeastern foreground of the Bükk erupted along the crossing tectonic lines and produced primarily andesite pyroclasts found widely from Miskolctapolca to Putnok. In the andesite tuff the micaschist, slate, gneiss blocks, granite fragments and blocks and even serpentized ultrabasic rock fragments of the Gemerian basement can be found frequently mixed with Gemerian type limestone gravel and radiolarite. The radiometric ages of the granite extraclasts (having a max. diameter of 40–90cm) can be grouped into three intervals: 89-84Ma, 75-77Ma, 53Ma. These ages might represent the most intense Alpine tectonic phases when the local melting of the crust also took place.

Relationship between the surface and subsurface morphology and the structural elements

Some of the major valleys in the Bükk Mts. like the Garadna and Szinva valleys have parts that are orientated E–W. This correlates to the frontal fault and thrust fault of the P_{III} stress. The direction of such major valleys is not straight, mostly the smaller valley sides have a regular zig-zag orientation as these follow the major joints of one of the three stresses in turn. One of the fine examples is the Garadna valley in the western edge of which the elements of P_{II} dominate and that of P_I are local while in the eastern margin the elements of P_I dominate and that of P_{II} become subordinate.

Similar zig-zag character can be seen in the valleys running towards NE, N and NW from the northern edge of the mountains (*Figure 10.2*). Similarly the rows of ponors and the average direction of cave tunnels also show good correlation to the joint directions measured in their vicinity.

Several karst holes, ponors or cave entrances start where structural deformation was the strongest, like the core zone of folds or the internal zones of superposed folds (*Figure 10.3*) probably because erosion and even karstic processes could be more intense in such strongly fractured zones.

Methodological innovation regarding structural geological studies and data storage

In the case of a structural unit that suffered from several phases of ductile and brittle deformation and distorted structural elements occur due to the interaction of stresses, structural reconstructions could be helped by analysing the outcrops along “belt profiles” of various orientations. Since in the Bükk Mts. the folds and fractures of a three stresses formed in several phases can be identified, their separation is difficult even without the interaction features. In a system like this, photo documentation of the outcrops made with various orientations and detailed drawings based on photos, field sketches and measurements may help significantly the data storage and analyses. For this I call attention to the “Tectotec” database presented in Chapter 4.

Köszönetnyilvánítás

A dolgozat elkészültéhez éveken keresztül több tucatnyian járultak hozzá kisebb-nagyobb mértékben, akarva, vagy éppen akaratlanul. Terjedelmi és időbeli korlátok miatt most nincs lehetőségem töredéküknek sem megköszönnöm név szerint, de mindannyiukra szeretettel gondolok.

Önzetlen, áldozatkész, mindig pozitív és kreatív témavezetőmnek, Kozák Miklósnak szeretném megköszönni, hogy kipróbálta belőlem a dolgozatot. Mindig rendelkezésre állt, ha szükség volt rá. Együtt szenvedtük el a terepi munka örömeit és gyötrelmeit egyaránt. Köszönöm ötleteit és hajtóerejét, amivel átlendülhettem a holtponatokon.

Hasonlóképpen köszönöm Püspöki Zoltánnak – akit szinte második témavezetőmnek tekintettem – az értékes beszélgetéseket és a megerősítéseket.

Köszönettel tartozom a „Tardona-csoport” minden tagjának, mivel a közös munkával együtt töltött évek motiváltak a doktori folyamat elkezdésében, majd részben a folytatásban is. Különösképpen is köszönöm Farkas Annának (Pető Anna) és Farkas Istvánnak a folyamatos biztatást és szakmai segítségeket. Szintén kiemelném Vincze Lászlót, akinek köszönöm a hasznos beszélgetéseket és tanácsokat. Feleségének Vincze-Gál Szilviának is köszönöm a bátorítást.

Köszönettel tartozom a Debreceni Egyetem Ásvány- és Földtani Tanszékének minden munkatársának a dolgozat elkészültéhez vezető munkában nyújtott segítségükért.

Végezetül köszönöm családomnak a kitartást és a lelki bátorítást is. Különösképpen köszönöm feleségemnek McIntoshné Buday Andreának, hogy elviselte a dolgozat megszületéséhez nélkülözhetetlen áldozatokat, és hogy aktívan segítette a disszertáció elkészülését.

IRODALOMJEGYZÉK

1. ANDRUSOV D. (1958): Geológia československých Karpát I. – Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, Bratislava, 242–245.
2. ÁRKAI P. (1983): Very low- and low grade Alpine metamorphism of the Palaeozoic and Mesozoic Formations of the Bükkium, NE Hungary – *Acta Geologica Hungarica*, 26/1–2, 83–101.
3. ÁRKAI P. – BALOGH KAD. – DUNKL I. (1995): Timing of low-temperature metamorphism and cooling of the Palaeozoic Formations of the Bükkium, innermost West Carpathians, Hungary – *Geologische Rundschau*, 84, 334–344.
4. AUJESZKY G. – SCHEUER GY. (1980): A felsőtárkányi Lök-völgy karsztvízkutatásának vízföldtani eredményei – *Hidrológiai Tájékoztató*, 1980. október, 30–32.
5. BALLA Z. (1967): A Magyar Középhegység szerkezeti főirányairól – *Földtani Közlöny*, 97, 257–277.
6. BALLA Z. (1983): A szarvaskői szinform rétegtana és tektonikája – az ELGI évi jelentése 1982-ről, 42–65.
7. BALLA Z. (1984): The Carpathian loop and the Pannonian basin. A kinematic analysis – *Geophysical Transactions*, 30, 313–353.
8. BALLA Z. (1987): A Bükk hegység mezozoos tektonikája és kapcsolata a Nyugati Kárpátokkal és a Dinaridákkal – *Általános Földtani Szemle*, 22, 55–98.
9. BALLA Z. (1988a): On the origin of the structural pattern of Hungary – *Acta Geologica Hungarica*, 31, 53–63.
10. BALLA Z. (1988b): A Kárpát-Pannon régió nagyszerkezeti képe a felsőeocénben és e kép hatása a mezozoos Tethys-rekonstrukciókra – *Földtani Közlöny*, 118, 11–26.
11. BALLA Z. – BAKSA Cs. – FÖLDESSY J. – HAVAS L. – SZABÓ I. (1981): Mezozoos litoszféra maradványok a Bükk hegység délnyugati részén – *Általános Földtani Szemle*, 16, 35–87.
12. BALLA Z. – CSONTOS L. – HAVAS L. – HORVÁTH Á. (1986): A tarkői fennsíkperem és előtér (DNY-i Bükk) geológiája – az ELGI 1985. évi jelentése, 37–51.
13. BALOGH K. (1950): Az Északmagyarországi triász rétegtana – *Földtani Közlöny*, 80, 231–237.
14. BALOGH K. (1951): Hámor környékének triász rétegei – *Földtani Közöny*, 81, 131–136.
15. BALOGH K. (1952): A rudabányai vasércvonulat hegységszerkezete – *MTA Műszaki Tudományok Osztálya Közleményei*, 5/3, 3–9.
16. BALOGH K. (1954): Földtani kutatás Répáshuta környékén – a MÁFI Évi Jelentése az 1952. évről, 20–21.
17. BALOGH K. (1963): A Bükkhegység és környékének földtani térképe 1:100000 – a MÁFI kiadványa, Budapest
18. BALOGH K. (1964): A Bükkhegység földtani képződményei – a MÁFI Évkönyve, XLVIII/2, 245–719.
19. BALOGH K. (1980): A magyarországi triász korrelációja – *Általános Földtani Szemle*, 15, 5–67.
20. BALOGH K. – KOZUR H. – PELIKÁN P. (1984): Die Beckenstruktur des Bükkgebirges – *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen*, 13/3., 89–96.
21. BALOGH K. – RÓNAI A. (1965): Magyarázó Magyarország 200000-es földtani térképsorozatához. L-34-III. Eger – MÁFI kiadvány
22. BALOGH K. – SZENTES F. (1958): Triász – Magyarázó Magyarország 1:300000-es földtani térképéhez, Budapest, 7–25.
23. BALOGH Kad. (1985): K/Ar dating of Neogene volcanic activity in Hungary: experimental technique, experiences and methods of chronological studies – *Atomki Közlemények*, 27, 277 p.

24. BARÁZ Cs. – HOLLÓ S. – ILONCZAI Z. – SCHMOTZER A. – SÜLYÖK J. – SZITTA T. (2003): Tanösvény a Bél-kőn – Tanösvények a Bükki Nemzeti Parkban 3, Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, Eger, 56 p.
25. BEAVIS S.G. (2000): Structural controls on the orientation of erosion gullies in mid-western New South Wales, Australia – *Geomorphology*, 33, 59–72.
26. BEDE B (2009): Barlangok és tektonika kapcsolata a Bükk hegységben – szakdolgozat, Debreceni Egyetem, 37 p.
27. BENKOVICS L. – CSONTOS L. – MANSY J.L. – BERGERAT F. (1997): Folding in the Abaliget road cut (Mecsek Mts.) – *Acta Geologica Hungarica*, 40/4, 425–440.
28. BÉRCZINÉ MAKK A. (1999): Bükkzsérci (Észak-Magyarország) jura rétegsorok sztratiográfia eredményei foraminiferák alapján – *Földtani Közlöny*, 129/3, 363–392.
29. BÉRCZINÉ MAKK A. – PELIKÁN P. (1984): Jura képződmények a Bükk hegységből – a MÁFI Évi Jelentése az 1982. évről, 137–166.
30. BEUDANT F.S. (1822): *Voyage Minéralogique et Géologique, en Hongrie, pendant l'année 1818 - Atlas* – Paris, 16 p. + mellékletek
31. BIROT P. (1958): *Morphologie Structurale* – Presses Univers, Paris, 464 p.
32. BODNÁR B. – KOZÁK M. – MCINTOSH R.W. – PAPP I. (2013): Recent studies of the Szentistvánhegy Metaandesite Formation (Bükk Mts. NE Hungary) – *Acta GGM Debrecina Geology, Geomorphology, Physical Geography Series*, 8, 49–84.
33. BÖCKH H. – SCHRÉTER Z. – RAKUSZ GY. (1930): Szakvélemény arról, hogy a lillafüredi fúrásban remélhető-e nagyobb mennyiségű magasabb hőmérsékletű víz feltárása – kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet
34. BÖCKH J. (1867): *Die geologischen Verhältnisse des Bück-Gebirges und der angrenzenden Vorberge* – *Jahrbuch der k.u.k. Geologische Reichsanalt*, Bécs, 17, 225–242.
35. BUDA Gy. (1981): Genesis of the Hungarian granitoid rocks – *Acta Geologica Hungarica*, 24/2–4, 309–318.
36. BUDINSZKYNÉ SZENTPÉTERY I. – KOZÁK M. – LESS Gy. – MÜLLER P. – PELIKÁN P. – PENTELÉNYI L. – PEREGI Zs. – PRAKHALVI P. – PÜSPÖKI Z. – RADÓCZ Gy. – TÓTHNÉ MAKK Á. – FÖLDESSY J. – ZELENKA T. (1999): Az Északi Középhegységi terület fedetlen földtani térképe (negyedidőszaki képződményektől mentes földtani térkép) 1:100000 – a MÁFI kiadványa, Budapest
37. BUDINSZKYNÉ SZENTPÉTERY I. – KOZÁK M. – LESS Gy. – MÜLLER P. – PELIKÁN P. – PENTELÉNYI L. – PEREGI Zs. – PRAKHALVI P. – PÜSPÖKI Z. – RADÓCZ Gy. – TÓTHNÉ MAKK Á. – FÖLDESSY J. – ZELENKA T. (1999): Az Északi Középhegységi terület preneogén földtani térképe (neogén és negyedidőszaki képződményektől mentes földtani térkép) 1:100000 – a MÁFI kiadványa, Budapest
38. BURBANK D.W. – ANDERSON R.S. (2011): *Tectonic geomorphology* – Wiley-Blackwell, London, 450 p.
39. CSÁMER Á. – KOZÁK M. (2009): A magma és a nedves üledék kölcsönhatásának fáciesjelenségei késő-miocén andezitbenyomulások kontaktusán Tardona ÉK-i előterében – *Földtani Közlöny*, 139, 151–165.
40. CSÁSZÁR G. (szerk.) (1997): Magyarország litosztratiográfiai alapegységei. Táblázatok és rövid leírások – a MÁFI kiadványa, Budapest, 114 p.
41. CSÁSZÁR G. (2005): Magyarország és környezetének regionális földtana I. paleozoikum-paleogén – Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 328 p.
42. CSONTOS L. (1988): *Étude géologique d'une portion des Carpathes Internes: le massif du Bükk* – PhD theses Université de Lille, 327 p.
43. CSONTOS L. (1998): *Szerkezeti földtan* – ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 208 p.
44. CSONTOS L. (1999): A Bükk hegység szerkezetének főbb vonásai – *Földtani Közlöny*, 129/4, 611–651.

45. CSONTOS L. (2000): A Bükk hegység mezozoos rétegtani újraértékelése – Földtani Közlöny, 130/1, 95–131.
46. DELCAILLAU B. – DEFFONTAINES B. – FLOISSAC L. – ANGELIER J. – DERAMOND J. – SOUQUET P. – CHU H.T. – LEE J.F. (1998): Morphotectonic evidence from lateral propagation of an active frontal fold: Pakuasan anticline, foothills of Taiwan – *Geomorphology*, 16, 263–290.
47. DOMBI S. (1766): *Relatio de mineralibus inclyti Comitatus Borsodiensis aquis – Vindobonae*, 1–23.
48. EMSZT K. (1912): Jelentés a Magyar Királyi Földtani Intézet kémiai laboratóriumának 1911. évi működéséről – a MÁFI Évi Jelentése az 1911. évről, 203–222.
49. FARKAS A.K. (2013): A vatyai bronzkori kultúra köeszközeinek archeometriai vizsgálata – kézirat, PhD értekezés, Debreceni Egyetem, Ásvány- és Földtani Tanszék, 120 p.
50. FARYAD S.W. (1999): Metamorphic evolution of the eastern part of the Western Carpathians with emphasis on Meliata Unit – *Acta Montanistica Slovaca*, 4/2., 148–169.
51. FARYAD S.W. – DIANIŠKA I. (1989): Garnet from granitoids of the Spisško-gemerské rudohorie Mts. – *Geologický Zborník geologica Carpathica*, 40/6, 715–734.
52. FEKETE J. (1936): A Geofizikai Intézet által 1936. április-június hónapokban Parád, Reck és Nagybátony vidékén végzett geofizikai felvételek eredményeiről – a MÁFI Adattára, Budapest
53. FÉNYES E. (1851): Magyarország geographiai szótára – Pesten
54. FERENCZY G. (2003): Kecskelyuk – in.: SZÉKELY K. (szerk.): Magyarország fokozottan védett barlangjai, Mezőgazda Kiadó, 167–170.
55. FODOR L. (1989): Többfázisú redőképződés a Bükk-hegységi Nagy Ökrös környékén – Földtani Közlöny, 118., 147–162.
56. FODOR L. (2010): Mezozoos-kainozoos feszültségmezők és törésrendszerek a Pannon-medence ÉNy-i részén – módszertan és szerkezeti elemzés – kézirat, akadémiai doktori értekezés, MTA, 167 p.
57. FODOR L. – BADA G. – CSILLAG G. – HORVÁTH E. – RUSZKICZAY-RÜDIGER Zs. – PALOTÁS K. – SÍKHEGYI F. – TIMÁR G. – CLOETINGH S. – HORVÁTH F. (2005a): An outline of neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian Basin – *Tectonophysics*, 410, 15–41.
58. FODOR L. – RADÓCZ Gy. – SZTANÓ O. – KOROKNAI B. – CSONTOS L. – HARANGI Sz. (2005b): Post-conference excursion: Tectonics, sedimentation and magmatism along the Darnó Zone – *Geolines*, 19, 142–162.
59. FORIÁN-SZABÓ M. (2001): A Bükk-hegységi Kis-fennsík földtani vizsgálata – szakdolgozat, ELTE Általános és Történelmi Földtani Tanszék, 68 p.
60. FÖLDVÁRI M. (2011): Handbook of thermogravimetric system of minerals and its use in geological practice – a MÁFI kiadványa, Budapest, 180 p.
61. FRIDELNÉ MATYÓK I. – PELIKÁN P. (1987): A Bükkzsérc-5. sz. fúrás földtani záródokumentációja – kézirat, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, MÁFI, 87 p.
62. FÜLÖP J. (1994): Magyarország geológiája. Paleozoikum II. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 447 p.
63. GERASIMOV, I.P. (1946): Experience with geomorphological interpretation of the general scheme of geological structure of URSS – *Probl. Fizich. Geogr.*, 12, 89–115.
64. GYALOG L. (szerk.) (1996): A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása – a MÁFI kiadványa, 187, 171 p.
65. GYALOG L. (2005): Magyarázó Magyarország fedett földtani térképéhez 1:100000 – a MÁFI kiadványa, 184 p.
66. HAAS J. (szerk.) (1993): Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Triász. – a MÁFI kiadványa

67. HAAS J. (1995): Magyarország litosztratigráfiai alapegységei – Triász (Bükki egység), a MÁFI kiadványa
68. HAAS J. (szerk.) (2004): Magyarország geológiája. Triász – Eötvös Kiadó, Budapest, 384 p.
69. HAAS J. (2010): Magyarország pre-kainozóos képződményeinek földtani térképe – a MÁFI kiadványa
70. HAAS J. – KOVÁCS S. – PELIKÁN P. – KÖVÉR SZ. – GÖRÖG Á. – OZSVÁRT P. – JÓZSA S. – NÉMETH N. (2011): A Neotethys-óceán akkréciós komplexumának maradványai Észak-Magyarországon – Földtani Közlöny, 141/2, 167–196.
71. HAAS J. – PELIKÁN P. – GÖRÖG Á. – JÓZSA S. – OZSVÁRT P. (2013): Stratigraphy, facies and geodynamic settings of Jurassic formations in the Bükk Mountains, North Hungary: its relations with the other areas of the Neotethian realm – Geological Magazine, 150/1, 18–49.
72. HÁLA J. (2007): Az agyagpala bányászata és felhasználása Magyarországon – Természet Világa, 138/12.
73. HALMAI Á. – KONRÁD Gy. (2013): Javaslat tektonikai adatbázis létrehozására – Földtani Közlöny, 143/3., 279–288.
74. HARANGI SZ. – SZABÓ CS. – JÓZSA S. – SZOLDÁN ZS. (1996): Mesozoic Igneous Suites in Hungary: Implications for Genesis and Tectonic Setting in the Northwestern Part of Tethys – International Geology Review, 38., 336–360.
75. HEVESI A. (1980): Adatok a Bükk hegység negyedidőszaki ösföldrajzi képéhez – Földtani Közlöny, 110/3–4, 540–550.
76. HEVESI A. (1985): A Bükk hegység felszínfejlődése és karsztja – kandidátusi értekezés, Budapest
77. HEVESI A. (1986): Hidegvizek létrehozta karsztok osztályozása – Földrajzi Értesítő, 35/3–4, 231–254.
78. HEVESI A. (1991): Magyarország karsztvidékeinek kialakulása és formakincse II. – Földrajzi Közlemények, 115/3–4, 99–120.
79. HEVESI A. (2002): A Bükk hegység földrajzi helyzete, kialakulása, éghajlata – in: BARÁZ Cs. (szerk.): A Bükki Nemzeti Park. Hegyek, erdők, emberek – A Bükki Nemzeti Park Igazgatósága kiadványa, Eger, 15–22.
80. HÍR J. (1988): Rétegazonosító ásatás a Körös-barlangban – Karszt és barlang, II., 75–78.
81. HÍR J. (2003): Tar-kői-kőfülke – in: SZÉKELY K. (szerk.): Magyarország fokozottan védett barlangjai, Mezőgazda Kiadó, Budapest, 156–157.
82. HORUSITZKY F. (1961): Magyarország triász képződményei a nagyszerkezet tükrében – a MÁFI Évkönyve, 49/2, 267–278.
83. JAKUCS L. (1971): A karsztok morfogenetikája – Akadémiai Kiadó
84. JÁMBOR Á. (1961): A Szilvásváradtól DK-re levő terület felépítése – a MÁFI Évi Jelentése az 1957-58. évről, 89–102.
85. JASKÓ S. (1946): A Darnó vonal – beszámoló a magyar királyi Földtani Intézet vitauléseiről, 7, 63–77.
86. KADIĆ O. (1915): Szeleta-barlang kutatásának eredményei – a MÁFI Évkönyve, 23/4, 147–278.
87. KADIĆ O. (1929): Barlangkutató expedíció a Bükk hegységben – Turistaság, nov. 17.
88. KADIĆ O. – MOTTL M. (1944): Az Északnyugati Bükk barlangjai – Barlangkutató, 17, 1–84.
89. KÁZMÉR M. (1999): A vermeriánus Robert Townson és „közettani” térképe Magyarországról – in: RÓZSA P. (szerk.): Robert Townson magyarországi utazásai, Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen, 51–53.
90. KÁZMÉR M. – KOVÁCS S. (1985): Permian-Paleogene Paleogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic Lineament system: Evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug Unit – Acta Geologica Hungarica, 28, 71–84.

91. KERÉNYI A. (1976): Néhány gondolat a reliefenergiáról – Földrajzi Értesítő, 25/1, 1–30.
92. KERTÉSZ Á. (1974): A morfometria és a morfometrikus térképezés célja és módszerei – Földrajzi Értesítő, 23, 433–442.
93. KILÉNYI T. (1954): A Felsőtárkánytól K-re eső terület földtani vizsgálata – a MÁFI Évi Jelentése az 1953. évről, 97–107.
94. KISS A. (2009): Az Északi Bakony szerkezetalakulása – kézirat, PhD értekezés, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, Budapest, 120 p.
95. KORABINSZKY J.M. (1786): Geographisch – historische und Produkten - Lexikon von Ungarn – Pressburg
96. KORDOS L. (1984): Magyarország barlangjai – Gondolat Kiadó
97. KOSIK Sz. (2009): Összefüggések a Garadna-völgy szerkezete és karsztosodása között – szakdolgozat, Debreceni Egyetem, 29 p.
98. KOVÁCS G.P. (2011): Budai termális vonal elemzése – szakdolgozat, DE Ásvány- és Földtani Tanszék, 53 p.
99. KOVÁCS S. (1992): Stratigraphy of the Szendrő–Uppony Paleozoic (Northeastern Hungary) – in VOZÁR J. (ed.): Western Carpathians, Eastern Alps, Dinarides – Special volume of IGCP Project 276, Paleozoic geodynamic domains and their alpidic evolution in the Thetys, GÜDS, Bratislava, 93–108.
100. KOVÁCS S. (1998): A Szendrői- és az Upponyi-hegység paleozoós képződményeinek rétegtana – in: BÉRCZI I. – JÁMBOR Á. (szerk): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana – Mol Rt–MÁFI kiadvány, Budapest, 107–117.
101. KOVÁCS S. – PÉRO Cs. (1983): Report on stratigraphical investigation in the Bükkium (Northeastern Hungary) – in: SASSI F.P. – SZEDERKÉNYI T. (eds.): IGCP Project 5. Newsletter 5, 58–65.
102. KOVÁCS Zs. (2003): Kis-kőhíti-zsomboly – in: SZÉKELY K. (szerk.): Magyarország fokozottan védett barlangjai, Mezőgazda Kiadó, 132–136.
103. KOZÁK M. (1979): Lehordási modellterület felépítésének és kőzetanyag transzportjának földtani vizsgálata (Telkibánya) – kézirat, PhD értekezés, DE Ásvány- és Földtani Tanszék, Debrecen, 194 p.
104. KOZÁK M. (2001): Modális elemzés új eljárásának kidolgozása és alkalmazása hazai magmás kőzeteken – OTKA pályázati (T29058) zárójelentés, DE Ásvány- és Földtani Tanszék
105. KOZÁK M. – BUDAY T. – MCINTOSH R.W. (szerk.) (2010): Hidrogeotermikus rendszerek és földtani vetületeik, in: Geotermikus rendszerek fenntarthatóságának integrált modellezése, (TÁMOP-4.2.2-08/1-2008-0017) – a 3. munkacsoport 1. féléves jelentése, Debreceni Egyetem, Ásvány- és Földtani Tanszék, Debrecen, 165 p.
106. KOZÁK M. – BUDAY T. – MCINTOSH R.W. – BÁLINT B. (2009): Geological background of the geothermal – hydrogeological modeling of the eastern Transtisza region – proceedings of the 15th “Building Services, Mechanical and Building Industrial Days” international conference, Debrecen, 23–30.
107. KOZÁK M. – MCINTOSH R.W. – BUDAY T. (2010): A mélyszerkezetek szerepe a tiszántúli regionális geotermikus potenciál és annak kiaknázási lehetőségei szempontjából, Interdiszciplinaritás a természet és társadalomtudományokban, Tiszteletkötet Dr. Szabó József 70. születésnapjára, Debrecen, 181–188.
108. KOZÁK M. – MCINTOSH R.W. – BUDAY T. (szerk.) (2011): Hidrogeotermikus rendszerek és földtani vetületeik, in: Geotermikus rendszerek fenntarthatóságának integrált modellezése, (TÁMOP-4.2.2-08/1-2008-0017), ISBN 978-963-473-451-2
109. KOZÁK M. – MCINTOSH R.W. – BUDAY T. (2011a): A Tiszántúl aljzatszerkezete és ennek termoenergetikai jelentősége – Környezettudatos energiatermelés és felhasználás, II. Környezet és Energia Konferencia, Debrecen, 2011. november 25–26., 120–126.

110. KOZÁK M. – MCINTOSH R.W. – MOCSÁR-VÁMOS M. (2009): Tektonikai rekonstrukció a miskolci Avason és környezetében – MhFT–DAB előadóiülés, Debrecen, 2009. december 18.
111. KOZÁK M. – MCINTOSH R.W. – PLÁSZTÁN J. – VINCZE L. – MOCSÁR-VÁMOS M. (2013): Földtani, mérnökgeológiai-geotechnikai és geofizikai előkutatások eredményei – a „Térképkészítés és kapcsolódó stabilitási vizsgálatok, geofizikai munkák” című Avas-Észak komplex rekonstrukciós program pályázati projektjének zárójelentése, 197 p. + 14 melléklet
112. KOZÁK M. – MCINTOSH R.W. – PÜSPÖKI Z. (2001): Structural development outline of the Bükk Mountains reflecting recent regional studies – *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina*, 35, 135–174.
113. KOZÁK M. – MCINTOSH R.W. – PÜSPÖKI Z. (2002): Structural development outline of the Bükk mountains reflecting recent regional studies – *Geologica Carpathica*, 53., 73–79.
114. KOZÁK M. – MCINTOSH R.W. – PÜSPÖKI Z. (2003): Adalékok a bükki szerkezetfejlődés mozgásirányainak rekonstrukciójához – *Bányászat, Kohászat, Földtan Konferencia Kiadvány*, EMT, Zilah, 68 p.
115. KOZÁK M. – PÜSPÖKI Z. (2002): A Bükkhát (Upponyi-hegység, Tardonai-dombság) – in: BARÁZ Cs. (szerk.): *A Bükki Nemzeti Park. Hegyek, erdők, emberek – Bükki Nemzeti Park Igazgatóság*, Eger, 229–234.
116. KOZÁK M. – PÜSPÖKI Z. – CSÁMER Á. – CSATHÓ B. – PÉCSKAY Z. – BARTA I. (1998a): *Volcanology and Geochronology of East Borsod Basin – abstract*, CBGA XVI Congress, Vienna, 301 p.
117. KOZÁK M. – PÜSPÖKI Z. – CSATHÓ B. – KOVÁCS-PÁLFFY P. – PETŐ A. – CSÁMER Á. (1998): Miocén medenceüledékek települése az upponyi paleozóos felszínre Lázberc környékén – *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina*, 34, 253–280.
118. KOZÁK M. – PÜSPÖKI Z. – GYURICZA G. – LÁSZLÓ A. – CSATHÓ B. (1998b): Torlatok és durvatörmelékek környezetrekonstrukciós szerepe a Tardonai-dombság DK-i részének pannon rétegsorában (Sajóbáony) – *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina*, 34, 235–252.
119. KOZÁK M. – SZÖÖR GY. – PÜSPÖKI Z. – CSÁMER Á. – GYULA G. – KISS A. – MCINTOSH R. – NÉMETH G. – SIMULÁK J. – VINCZE L. (ed) (2003): „Borsodi bentonittelep kutatása, komplex anyagvizsgálata, importkiváltó bentonittermékek fejlesztése és a környezetvédelmi, ipari, mezőgazdasági felhasználás lehetőségei” című pályázat második féléves kutatási részjelentése, földtani zárójelentés – kézirat, DE Ásvány- és Földtani Tanszék, Oktatási Minisztérium adattár p.: 109 p. + 94 ábra, XIII. fotótábla, 44 táblázat
120. KOZÁK M. – VINCZE L. – PÜSPÖKI Z. – MCINTOSH R.W (2002): Adalékok a Sajó mellékvizei völgyfejlődésének szerkezet morfogeneziséhez és mérnökgeológiájához – *Bányászat, Kohászat, Földtan Konferencia*, EMT, Menyháza, 2002. április 5–7.
121. KOZÁKNÉ TORMA J. – KOZÁK M. (1980): Durvatörmelékes üledékek szemcsejellemzőinek meghatározásához szükséges minta tömege – *Földtani Közlöny*, 110/1, 104–111.
122. KOZÁKNÉ TORMA J. – KOZÁK M. (1985): A telkibányai Csenkő patak vízgyűjtőjének hidrológiai vázlata és vízbeszerzési lehetőségei. - *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina*, 22. 75–104.
123. KOZUR H. – MOCK R. (1977): Conodonts and Holothurian Sclerites from the Upper Permian and Triassic of the Bükk Mountains (North Hungary) – *Acta Mineralogica–Petrographica*, 23/1. 109–126.
124. LANZHOU N.S. – SCHEIDEGGER A.E. (1981): Valley trends in Tibet – *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 25., 203–212.
125. LÉNÁRT L. (1979): *Barlangok a Bükkben – Borsod-Abaúj-Zemplén Megyei Idegenforgalmi Hivatal, Miskolc*

126. LÉNÁRT L. (2003): A bükki karsztvízkutatás történeti áttekintése – in: LIEBE P. (szerk.): Felszín alatti vizeink kutatása, feltárása, hasznosítása és védelme I., a Felszín alatti vizekért alapítvány tanulmánykötete, 18 p.
127. LESS Gy. (szerk.) (2002): A Bükk hegység földtani térképe, 1:50000 – a MÁFI kiadványa, Budapest
128. LÓCZY L. (1934): A geológiai kutatások Magyarországon – Technika 15, Budapest, 101–106.
129. LÓCZY L., IFJ. (1940): Die Rolle der der paläozoischen und mezozoischen Orogenbewegungen in Aufbau des innerkarpatischen Beckensystem – Zeitschr. Bulg. Geol. Ges. 11, Sofia, 397–410.
130. MAJZON L. (1940): A bükkzséki mélyfúrások – a MÁFI Évkönyve, 34/2, 361–384.
131. MÁRTON E. – FODOR L. (1995): Combination of paleomagnetic and stress data – a case study from North Hungary – Tectonophysics, 242, 99–114.
132. MÁRTON E. – MÁRTON P. (1999): Tectonic aspects of a palaeomagnetic study on the Neogene of the Mecsek Mountains – Geophysical Transactions, 42/3–4, 159–180.
133. MCINTOSH R.W. (2003): Kazincbarcika (Berente) 10000-es lap földtani bejárás és észlelési térképei – DE Ásvány- és Földtani Tanszék
134. MCINTOSH R.W. – CSÁMER Á. – FARKAS I. (2002): Kazincbarcika (Herbolyabánya) 10000-es lap földtani bejárás és észlelési térképei – DE Ásvány- és Földtani Tanszék
135. MCINTOSH R.W. – KOZÁK M. (2005): Terepbejárás, mintavételezési és szelvényezési jegyzőkönyv, fotódokumentáció és gépi adatbázis a DK-i Bükk területéről – kézirat, DE Ásvány- és Földtani Tanszék adattára, 17 p.
136. MCINTOSH R.W. – KOZÁK M. (2006a): A rónabükk mész kő ortogonális deformációi Örvénylápán (Bükk-hegység) – Bányászat, Kohászat, Földtan Konferencia kiadvány, EMT, Sepsiszentgyörgy, 268.
137. MCINTOSH R. W. – KOZÁK M. (2006b): Szerkezet-morfogenetikai rekonstrukció a bükki Kiszécsény egy mintaterületén – in: Földrajzi tanulmányok dr. Lóki József tiszteletére, különkiadvány, Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen, 143–155.
138. MCINTOSH R.W. – KOZÁK M. (2007): Morfotektonikai rekonstrukció a Bükk-hegységben – Bányászat, Kohászat, Földtan Konferencia kiadvány, EMT, Buziásfürdő, 241–246.
139. MCINTOSH R.W. – KOZÁK M. (2013a): A sávszelvény, mint kutatási és ábrázolási mód a morfotektonikai rekonstrukciókhoz bükki példán – megjelenés alatt
140. MCINTOSH R.W. – KOZÁK M. (2013b): Morfotektonikai vizsgálatok a bükki Fekete-lén hegyen és környékén – Acta GGM Debrecina Geology, Geomorphology and Physical Geography Series, 7, megjelenés alatt
141. MCINTOSH R.W. – KOZÁK M. (2013c): Morfotektonikai vizsgálatok Bükkzsécsény É-i határában – Acta GGM Debrecina Geology, Geomorphology and Physical Geography Series, 7, megjelenés alatt
142. MCINTOSH R.W. – KOZÁK M. (2014): A regionális tektonika adatbázisépítésének eszköze a tektotéka – Acta GGM Debrecina Geology, Geomorphology, Physical Geography Series, 8. (megjelenés alatt)
143. MCINTOSH R.W. – KOZÁK M. (2014): Morfotektonikai vizsgálatok a bükki Fekete-lén hegyen és környékén – Acta GGM Debrecina Geology, Geomorphology, Physical Geography Series, 8. (megjelenés alatt)
144. MCINTOSH R.W. – KOZÁK M. – BÁLINT B. (2008a): Morfotektonikai rekonstrukció a bükki Garadna-völgyben – EMT X. Bányászati, Kohászati, Földtani Konferencia kiadványa, Nagyszében, 197–201.
145. MCINTOSH R.W. – KOZÁK M. – BÁLINT B. (2008b): A bükki Közép-Garadna kőbánya morfotektonikája – Geographia generalis et specialis, Tanulmányok a Kádár László születésének 100. évfordulóján rendezett tudományos konferenciára, 203–208.

146. MCINTOSH R.W. – KOZÁK M. – PLÁSZTÁN J. (2011): Geológiai értékek a leszálló és termokarszt területek morfológiájának összehasonlítása tükrében – *Calandrella*, XIV, 22–33.
147. MÉSZÁROS M. (1953): Újabb szerkezetvizsgálatok agyagpalákon a Bükkhegység déli részén – *Földtani Közlöny*, 83, 369–375.
148. MIŠÍK M. (1995): Slovakia – in: MOORES E.M. – FAIRBRIDGE R.W. (eds): *Encyclopedia of European and Asian regional geology* – Chapman and Hall, London, Weinheim, New York, Tokyo, Melbourne, Madras, 656–664.
149. MOCSÁR-VAMOS M. – KOZÁK M. – MCINTOSH R.W. – LÉBER T. – TÖRÖK Á. (2012): Engineering geological investigations in the historical cellars of the Avas hill in Miskolc (North Hungary) – *ACTA GGM Debrecina Geology, Geomorphology, Physical Geography Series*, 6. (megjelenés alatt)
150. MOLDVAY L. (1972): A neotektonikus felszínalakulás jelenségei a magyarországi középhegységekben – *MÁFI Évi Jelentése az 1969. évről*, 587–637.
151. NAGY G. (1961): A Bükkhegység ÉNy-i peremének földtani és szerkezeti vázlata – a *MÁFI Évi Jelentése az 1957-58. évről*, 121–128.
152. NÉMEDI VARGA Z. (1971): A Szászvár–Máza–Váralja–Nagymányok D-i feketeköszén terület – in: *A Mecsekhegység alsó-liász kőszénösszlete. Teleptan* – *MÁFI Évkönyv*, 51/3, 152–162.
153. NÉMEDI VARGA Z. (1983): A Mecsek hegység szerkezetalakulása az alpi hegységképződési ciklusban – a *MÁFI Évi Jelentése az 1981. évről*, 467–484.
154. NÉMEDI VARGA Z. (szerk.)(1995): *A mecseki feketeköszén kutatása és bányaföldtana* – a Miskolci Egyetem Központi Könyvtár és Levéltár
155. NÉMETH N. (2005): *A DK-i Bükk keleti részének szerkezetföldtani viszonyai*. – PhD értekezés, Miskolci Egyetem
156. NÉMETH N. (2006): Tertiary stress field evolution in the eastern part of the Bükk Mountains, NE Hungary – *Geolines*, 20.
157. NÉMETH N. (2007): A bükkzsérci Patkó-sziklák kőfejtőjének és környékének szerkezetföldtani jelenségei – *Földtani Közlöny*, 137/4.
158. NÉMETH N. – MÁDAI F. (2003): Korai fázisú képlékeny deformációs elemek a Bükk hegység keleti részének mészköveiben I. – *Földtani Közlöny*, 133/4.
159. NÉMETH N. – MÁDAI F. (2004): Korai fázisú képlékeny deformációs elemek a Bükk hegység keleti részének mészköveiben II. – mikroszerkezeti jellemzők – *Földtani Közlöny*, 134/1.
160. NOSZKY J. (1912): Adatok a Mátra geológiájához – a *MÁFI Évi Jelentése az 1910. évről*, 47–60.
161. NOSZKY J. (1913): Adatok a déli Mátra geológiájához – a *MÁFI Évi Jelentése az 1912. évről*, 147–153.
162. NYERGES A. (2003): *Bányász-barlang* – in: SZÉKELY K. (szerk.): *Magyarország fokozottan védett barlangjai*, Mezőgazda Kiadó, Budapest, 109–110.
163. PANTÓ G. (1951): Az eruptívumok földtani helyzete Diósgyőr és Bükk-szentkereszt között – *Földtani Közlöny*, 81, 137–145.
164. PANTÓ G. (1961): Mezozoos magmatizmus Magyarországon – a *MÁFI Évkönyve*, 49/3, 785–799.
165. PAP S. (1990): *Felpikkelyezett rétegsorok a Közép-Tiszántúlon* – a *MÁFI kiadványa*, Budapest, 33 p.
166. PÁVAI VAJNA F. (1929): A lillafüredi kutató mélyfúrás eddigi története és geológiai viszonyai – *Hidrológiai Közlöny*, 9, 38–50.
167. PÁVAI VAJNA F. (1931): A forró oldatok és gőzök-gázok szerepe a barlangképződésnél – *Hidrológiai Közlöny*, 10, 115–122.

168. PELIKÁN P. (1980): A Bükk-hegység szerkezeti vázlata – kézirat, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, T. 9124, 19 p.
169. PELIKÁN P. (1985): Bükk, Szilvásvár, Gerenna-vár, Gerennavári Formáció – Magyarország Geológiai Alapszelvényei 6., a MÁFI kiadványa, 5 p.
170. PELIKÁN P. (1992): Adatok a Bükk hegység felszíni karsztfejlődéséhez – A Bükk karsztja, vizei, barlangjai c. tudományos konferencia előadásai, Miskolci Egyetem, 259–268.
171. PELIKÁN P. (1999): A Felsőtárkány-7. fúrás (Bükk hg.) és környezetének triász-jura képződményei – Földtani Közlöny, 129/4, 593–609.
172. PELIKÁN P. (2001): A Bükk hegység szerkezeti vázlata – Fenntartható fejlődés és ásványtani nyersanyagok az észak-magyarországi régióban, az MFT Vándorgyűlése, Miskolc, 1–56.
173. PELIKÁN P. (2002): Földtani felépítés, rétegtani áttekintés. Fejlődéstörténet I. Szerkezetfejlődés – in: BARÁZ Cs. (szerk.): A Bükki Nemzeti Park. Hegyek, erdők, emberek, Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, Eger, 23–49, 51–70.
174. PELIKÁN P. (2005): A Bükk hegység földtana – Magyarázó a Bükk-hegység földtani térképéhez (1:50000) – a MÁFI kiadványa, 284 p.
175. PELIKÁN P. – DOSZTÁLY L. (2000): A bükkzsérci fúrások (D-Bükk) jura képződményei és szerkezetföldtani jelentőségük – Földtani Közlöny, 130/1, 25–46.
176. PENTELENYI L. (2001): A bükkaljai földtani reambulálás eredményei – Program és kirándulásvezető a Magyarhoni Földtani Társulat 2001. június 8–10-i vándorgyűléséhez, Miskolc, 40–45, 52–55.
177. PENTELENYI L. (2002): A Bükkalja I. Földtani vázlat — in: BARÁZ Cs. (szerk.): A Bükki Nemzeti Park. Hegyek, erdők, emberek, Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, Eger, 205–226.
178. PETŐ A. – MCINTOSH R.W. – FARKAS I. (1998): A Varbó 10000-es (87-224) térképlap földtani terepi és mintavételi jegyzőkönyve – DE Ásvány- és Földtani Tanszék, 52 p.
179. PLAŠIENKA D. – GRECULA P. – PUTIŠ M. – KOVAČ M. – HOVORKA D. (1997): Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview – in: GRECULA P. – HOVORKA D. – PUTIŠ M. (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians, Mineralia Slovaca Corporation, Geocomplex, 1–24.
180. PLÁSZTÁN J. (2010): A Budai-hegység szerkezete, töréslépcsői, a termokarszt és a barlang genetika közötti összefüggések – szakdolgozat, DE Ásvány- és Földtani Tanszék, 68 p.
181. PUTIS M. (1992): Variscan and Alpidic nappe structures of the Western Carpathian crystalline basement – *Geologica Carpathica*, 43, 369–380.
182. PÜSPÖKI Z. – FORGÁCS Z. – KOVÁCS Zs. – KOVÁCS E. – SOÓS-KABLÁR J. – JÄGER L. – PUSZTAFALVI J. – KOVÁCS Z. – DEMETER G. – MCINTOSH R.W. – KOZÁK M. – VERBÓCI J. (2012): Stratigraphy and deformation history of the Jurassic coal bearing series in the Eastern Mecsek – *Coal Geology*, 102, 35–51.
183. PÜSPÖKI Z. – KOZÁK M. (1995): Perishing geological values in the tertiary fluvial successive layers in the foreland of the Bükk Mts. (NE Hungary) – a CBGA XV. Kongresszus (Athen) konferencia kiadványa, 1059–1063.
184. PÜSPÖKI Z. – PIROS O. – KOZÁK M. (1995): Mikrofácies vizsgálatok szarmata mészkő kavicsokon a K-i Bükkalján – *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina*, 32, 219–238.
185. PÜSPÖKI Z. – PÜSKI I. (1995): Az Imó-kő környékének természeti viszonyai különös tekintettel a geomorfológiára – kézirat, OTDK dolgozat, DE Ásvány- és Földtani Tanszék, 57 p.
186. PÜSPÖKI Z. et al. (2009): Máza-Váralja-Dél feketeköszén-kutatás. Földtani kutatási zárójelentés I-III köt. Calamites Kft. – Debreceni Egyetem. Pécs-Debrecen
187. RAKUSZ Gy. (1932): Dobsinai és nagyvisnyói felsőkarbon kövületek – *Institutii Regii Hungarici Geologici*, Budapest, 223 p.

188. REGÓS J. – RINGER Á. (2003): Istállóskői-barlang, in.: SZÉKELY K. (szerk.): Magyarország fokozottan védett barlangjai, Mezőgazda Kiadó, 224–227.
189. ROZLOZSNIK P. (1939): Geológiai tanulmányok a Mátra északi oldalán Parád, Recsk és Mátraballa községek között – a MÁFI Évi Jelentése az 1933-35. évről, II., 545–601.
190. SÁSDI L. (2003): Körös-barlang – in.: SZÉKELY K. (szerk.): Magyarország fokozottan védett barlangjai, Mezőgazda Kiadó, Budapest, 136–137.
191. SCHEIDEGGER A.E. (1980): The orientation of valley trends in Ontario – Zeitschrift für Geomorphologie N.F., 24/1, 19–30.
192. SCHEIDEGGER A.E. (1998): Tectonic pre-design of mass movements, with examples from the Chinese Himalaya – Geomorphology, 26, 37–46.
193. SCHEIDEGGER A.E. (2001): Surface joint systems, tectonic stresses and geomorphology: a reconciliation of conflicting observations – Geomorphology, 38, 213–219.
194. SCHEIDEGGER A.E. (2002): Morphometric analysis and its relation to tectonics in Macronesia – Geomorphology, 46, 95–115.
195. SCHEIDEGGER A.E. (2004): Morphotectonics – Springer, 197 p.
196. SCHMIDT E.R. (1940): A kincstár csonkamagyarországi szénhidrátkutató mélyfúrásai – a MÁFI Évkönyve 34, 1–204.
197. SCHMIDT E.R. (1951): Közép- és sziget-hegységeink szerkezeti kialakulásának geomechanikai alapjai – Bányászati-Kohászati Lapok, 84/6, 358–372.
198. SCHMIDT E.R. (1957): Geomechanika – Akadémiai Kiadó, Budapest, 275 p.
199. SCHÖNVISZKY L. (1930): A Kőhát-zsomboly – Turisták Lapja, 42/11, 363–364.
200. SCHRÉTER Z. (1913): Eger környékének földtani viszonyai – a MÁFI Évi Jelentése az 1912. évről, 130–146.
201. SCHRÉTER Z. (1915): Földtani felvétel a borsodi Bükkhegységben – a MÁFI Évi Jelentése az 1914. évről, 324–334.
202. SCHRÉTER Z. (1916): A borsod-hevesi Bükkhegység keleti része – a MÁFI Évi Jelentése az 1915. évről, 348–363.
203. SCHRÉTER Z. (1917): Perces és Sajószentpéter környékének földtani viszonyai – a MÁFI Évi Jelentése az 1916. évről, 329–341.
204. SCHRÉTER Z. (1925): Adatok a Sajómedence és a Bükk D-i oldalának geológiai viszonyaihoz – a MÁFI Évi Jelentése az 1920-1923. évekről, 33–39.
205. SCHRÉTER Z. (1935): A Bükkhegység triász-képződményei – Földtani Közlöny, 65, 90–105.
206. SCHRÉTER Z. (1942): Bükkszék környékének földtani és hegyszerkezeti viszonyai – a magyar királyi Földtani Intézet Évi Jelentése az 1936-38. évekről II, 859–886.
207. SCHRÉTER Z. (1943a): Jelentés a Bükkhegység DNy-i részének földtani reambulációjáról – a magyar királyi Földtani Intézet Évi Jelentése az 1939-40. évekről I, 381–386.
208. SCHRÉTER Z. (1943b): A Bükk hegység geológiája – Beszámoló a magyar királyi Földtani Intézet vitauléseinek munkálatairól, a m. kir. Földtani Intézet 1943. évi jelentésének függeléke 5, 7, 378–411.
209. SCHRÉTER Z. (1945): Uppony, Dédes és Nekézseny, továbbá Putnok vidékének földtani viszonyai – a MÁFI Évi Jelentése az 1941-42. évről I., 161–237.
210. SCHRÉTER Z. (1952): Földtani vizsgálatok a Bükkhegység déli részén – a MÁFI Évi Jelentése az 1944. évről, 45–48.
211. SCHRÉTER Z. (1954): A Bükkhegység régi tömegének földtani és vízföldtani viszonyai – Hidrológiai Közlöny, 34, 287–294., 369–381.
212. SÍKHEGYI F. (2008): A Somogyi- és Zalai-dombság neotektonikája: morfostrukturális vizsgálatok – kézirat, PhD értekezés, Nyugat-magyarországi Egyetem, Sopron, 159 p.
213. STACHE, G. (1868): Umgebungen von Mezokovesd. Magyarország részletes földtani térképe. 1:144000. I. 6. – a MÁFI Térképtára, Budapest
214. STACHE G. – BÖCKH J. (1868): Umgebungen von Miskolcz. Magyarország részletes földtani térképe. 1:144000. I. 5. – a MÁFI Térképtára, Budapest

215. STRÖMPL G. (1914): A Borsodi Bükk karsztja – Földrajzi Közlemények, 42, 79–98.
216. SZALAI K. (2004): Geomorfológiai vizsgálatok az Upponyi-szigethegységben és előterein, különös tekintettel a földtani adottságok szerepére – doktori értekezés, DE Természetföldrajzi és Geoinformatikai Tanszék, 124 p.
217. SZALAI K. – DEMETER G. – PÜSPÖKI Z. – MCINTOSH R.W. – GÖNCZY S. (2002): The connection between tectonic endowments and valley development on a Palaeo-Mesozoic block and in an area consisting of Tertiary Molasse sediments (NE Hungary) – *Geologica Carpathica*, 53, 132–136.
218. SZALAI K. – MCINTOSH R.W. – GÖNCZY S. (1999): Az Upponyi-hegység szerkezetmorfológiai és geomorfológiai vizsgálata; XXIV. OTDK, Debrecen 1999., DE Ásvány- és Földtani Tanszék
219. SZALAY I. – DUDÁS J. – HEGEDŰS E. – SCHÖNVISZKY L. – TABA S. (1976): Geofizikai szerkezetkutatás a Darnó-vonal környékén – az ELGI Éves Jelentése az 1975. évről, 26–30.
220. SZALAY I. – HEGEDŰS E. – SCHÖNVISZKY L. – TABA S. – VERŐ L. (1977): A Darnó nagyszerkezeti öv geofizikai kutatása – az ELGI Évi Jelentése az 1976. évről, 38–43.
221. SZALAY I. – DIENES E. – NEMESI L. – SCHÖNVISZKY L. (1978): A Darnó nagyszerkezeti öv kutatása - az ELGI Évi Jelentése az 1977. évről, 34–41.
222. SZEBÉNYI L. (1951): Mikrotektonikai vizsgálatok a Bükkhegység déli palavonulatában – *Földtani Közlöny*, 81, 87–90.
223. SZEDERKÉNYI (1974): Paleozoic magmatism and tectogenesis in Southeast Transdanubia – *Acta Geologica Hungarica*, 18/3–4, 305–313.
224. SZEDERKÉNYI (1998): A Dél-Dunántúl és az Alföld kristályos aljzatának rétegtana – in: BÉRCZI I. – JÁMBOR Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana, a Mol Rt–MÁFI kiadványa, Budapest, 93–106.
225. SZENTES F. (1961): Magyarország tektonikai térképe – a MÁFI Évi Jelentése az 1957-58. évekről, 7–24.
226. SZENTPÉTERY Zs. (1923): Diósgyőr és Szarvaskő vidéke paleo- és mezo eruptívumainak földtani viszonyai – a MÁFI Évi Jelentése az 1917-1919. évekről, 75–88.
227. SZENTPÉTERY Zs. (1931): A Bagolyhegy kvarcporphyrja – *Acta Chemica, Mineralogica et Physica*, Szeged, 2/2.,
228. SZENTPÉTERY Zs. (1936): A Lillafüredi Szentistván-hegy eruptívumainak általános közettani viszonyai – *Matematikai és Természettudományi Értesítő*, 54, 307–308.
229. SZENTPÉTERY Zs. (1939): A Bükk hegység DNy-i része Szarvaskő vidékén – *Földtani Értesítő*, 4, 97–111.
230. SZENTPÉTERY Zs. – EMSZT K. (1927): A gabbrómagma differenciációs termékei Szarvaskő vidékén – *Földtani Közlöny*, 56, 62–75.
231. SZENTPÉTERY Zs. – EMSZT K. (1931): Közettípusok Szarvaskőről – *Földtani Közlöny*, 60, 57–67.
232. SZINYEI-MERSE ZS. (1913): Jelentés 1912-ről – a MÁFI Évi Jelentése az 1912. évről, 306–313.
233. SZOLDÁN ZS. (1990): Middle Triassic magmatic sequences from different tectonic settings in the Bükk Mts (NE Hungary) – *Acta Mineralogica-Petrographica*, 31, 25–42.
234. SZTRÓKAY K. – GRASSELY GY. – NEMECZ E. – KISS J. (1971): Ásványtani Praktikum I–II. – Tankönyvkiadó, Budapest, 402 p., 494 p.
235. TARI G. (1988): Strike-slip origin of the Vatta-Maklár trough, Northeastern Hungary, *Acta Geologica Hungarica*, 31, 101–109.
236. TARI G. – BÁLDI T. – BÁLDI-BEKE M. (1993): Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamic model – *Tectonophysics*, 226, 433–455.
237. TARI G. – HORVÁTH F. – RUMPLER J. (1992). Styles of extension in the Pannonian Basin – *Tectonophysics*, 208, 203–219.

238. T. BÍRÓ K. (2005): Gyűjtemény és adatbázis: Eszközök a pattintott kőeszköz nyersanyag azonosítás szolgálatában. – *Archeometriai Műhely* 4, 46–51. (<http://www.ace.hu/am>)
239. T. BÍRÓ K. – T. DOBOSI V. (1991): *Lithoteca Comparative Raw Material Collection of the Hungarian National Museum* – Magyar Nemzeti Múzeum, Budapest, 268 p.
240. T. BÍRÓ K. – T. DOBOSI V. – SCHLÉDER ZS. (2000): *Lithoteca II. Comparative Raw Material Collection of the Hungarian National Museum 1990–1997.* – Magyar Nemzeti Múzeum, Budapest, 322 p.
241. TELEGGDI RÓTH K. (1951): A bükkországi ásványolajkutatás és termelés földtani tanulságai – a MÁFI Évkönyve, 40/2, 3–21.
242. TOWNSON R. (1797): *Travels in Hungary, with a short account of Vienna in the year 1793* – London, 506 p.
243. TÓTH G (1976): A Központi-Bükk karsztvízterképe – *Hidrológiai Közlöny*, 56/10, 444–450.
244. TÓTH V. (2007): Üveghuta bemutató-ösvény – kézirat, HOLOCÉN Természetvédelmi Egyesület, 36 p.
245. TWIDALE C.R. (1971): *Structural Landforms* – The M.I.T. Press, London, 247 p.
246. UHLIG V. (1903): *Bau und Bild der Karpathen* – Bécs
247. UHLIG V. (1907): *Über die Tektonik der Karpathen* – Sitz. ber. d. k. k. Akademie d. Wiss. Math. Natw. Cl. 116, Bécs, 871–982.
248. VADÁSZ E. (1954): Magyarország földtani nagyszerkezeti vázlata – MTA Műszaki Osztályának Közleményei, 14, 217–255.
249. VADÁSZ E. (1960): Magyarország földtana – Akadémiai Kiadó, Budapest, 646 p.
250. VADÁSZ R. (1909): Geológiai jegyzetek a borsodi Bükkhegységből – *Földtani Közlöny*, 39, 164–174.
251. VÉGHNÉ NEUBRANDT E. (1957): Üledékföldtani jellegzetességek triász karbonátos kőzetekben – *Földtani Közlöny*, 87, 19–23.
252. VELLEDETS F. (1998): A Bükki középső és felső triász rétegtani korrelációja és fejlődéstörténeti elemzése – kézirat, PhD értekezés, DE Ásvány- és Földtani Tanszék adattára
253. VELLEDETS F. – BÉRCZINÉ MAKK A. – PIROS O. (1999): A Kisfennsíki Mészkö (Bükk hegység) fácies és kora – *Földtani Közlöny*, 129/4, 573–592.
254. VELLEDETS F. – FORIÁN-SZABÓ M. – BÉRCZI-MAKK A. – PIROS O. – JÓZSA S. (2003): Stratigraphy and origin of the Kisfennsík Nappe (Bükk Mountains, NE Hungary). Is the Silica Unit really present in the Bükk Mountains? – *Geologica Carpathica*, 54/3, 189–198.
255. VICZIÁN I. – RISCHÁK G. – FÖLDVÁRI M. (1986): Röntgendiffrakciós ásványhatározás. Röntgenfluoreszcenciás színképelemzés a földtani anyagvizsgálatban. Infravörös spektroszkópiás módszerek alkalmazása az ásványtani vizsgálatokban – *Módszertani közlemények*, 10/2, 22 p.
256. WENTWORTH CH.K. (1921): A method of measuring and plotting the shapes of pebbles – *U.S. Geological Survey Bulletin*, 730, C, 91–102.
257. WILSON J.L. (1975): *Carbonate facies in geological history* – Springer Verlag, New York
258. WOLF (1859): *Die geologischen Verhältnisse des Bükkgebirges* – *Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt*, 10, 70 p.