

Rövidüléshez köthető deformációs jelenségek a Gerecse területén

SASVÁRI Ágoston^{1,2}

¹MOL Nyrt., asasvari@mol.hu

²Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Történeti Földtani Tanszék, sasvariagoston@yahoo.com

Shortening-related deformation in the Gerecse Mts, Transdanubian Range, Hungary

Abstract

The aim of the present work is to study and analyse the folds in the Gerecse Mountains, Transdanubian Range, Hungary. The first task involved clarification of details about the kinematics of the folding — i.e. bedding-parallel striaes, duplex structures, inverse faulted beds and inverse striaes suggest a compressional mechanism. Three sets of folds and also fold axes can be distinguished: these are in E–W, NE–SW and SE–NW shortening directions. The presence of the first set of folds is frequent; the other ones are less significant.

The main objective of the general analysis was to explain the dominance of the E–W compressional mechanism which has resulted in a set of folds with N–S trending fold axes. This explanation provided the key to understanding the age of the folding and, after discussion, it was dated to the Cretaceous age.

The most abundant E–W compressional direction shows a discrepancy from the general structural trend of the Transdanubian Range. The first interpretation indicated a classic “structural bending” model of the Transdanubian Range after BALLA and DUDKO (1989). The published palaeomagnetic data suggest the structural unity of the whole Transdanubian Range from the Triassic to the present time. The aberration in structural directions can also be explained by the inhomogeneity of the stress field; this can be modelled with the linear combination of the well-described NW–SE compression and a slip stress field (although the latter is only hypothetical).

However, the most important explanation is the well-known flexural deformation model which also makes it possible to estimate the timing of the deformation. Taking into consideration other observations and the model of MINDSZENTY et al. (1994). and TARI (1994), the first Aptian structural event took place with W(SW)–E(NE) compressional directions; this is well-documented. The last (i.e. third) structural event was characterised by N(NW)–S(SE) shortening; its age can be given as Albian. The rotation of the compressional direction — which is in good agreement with other observations — can be supposed.

The age of the three sets of folds (with NW–SE, N–S and NE–SW trending fold axes) can be estimated as Early Aptian, Aptian–Albian and Albian, respectively. Taking into consideration the results of clay mineral, complex biostratigraphical and rheological observations in the region, the depth of the deformation can be estimated at 2–3 kilometres. The precise interpretation of the burial process requires further exploration.

Keywords: folding, Gerecse, ductile deformation, Aptian, Albian, stress field

Összefoglalás

A dolgozat a Gerecse területén észlelt redők leíró tárgyalását és kinematikai elemzését tűzte ki célul. Elsőként a redőket kialakító mechanizmust szükséges tisztázni; számos terepi megfigyelés — réteglappal párhuzamos karcok, duplex-szerkezetek, elvetett réteghatárok és feltolódásos vetőkarcok — a rövidüléssel szerkezetalakulásról tanúskodnak. A redőkhöz rendelhető összenyomás földrajzi irány szerinti eloszlásában három csoport volt kimutatható: egy K–Ny-i, egy ÉK–DNy-i és egy ÉNy–DK-i. A K–Ny-i rövidülés hatására kialakult É–D-i redőtengely-generáció létezése bizonyosnak és uralkodónak mondható, a másik két csoport létezése bizonytalanabb. A fentiek mellett táglaláshoz köthető redőket is sikerült dokumentálni, ám ezek ismertetése egy további dolgozat tárgyát képezi.

A K–Ny-i összenyomás hatására létrejött É–D-i tengelyű redők dominanciájának megértése lehet a kulcs a redőződési események korának megállapításához is. Ez utóbbi lépés döntően diszkusszió segítségével tűnt megoldhatóan, bár a jelentős deformáció kréta kora indokoltan feltételezhető. Az észlelt K–Ny-i fő összenyomási irányok jelentősen eltérnek a BALLA & DUDKO (1989) által a Dunántúli-középhegység „szerkezeti hajlatának” klasszikus

modelljében tárgyalt É–D-itől. Mindezek mellett a rendelkezésre álló paleomágneses adatok azt mutatják, hogy a Gerecse hibahatáron belül egy egységként mozgott a Dunántúli-középhegység tőle nyugatra eső részeivel. A szerkezeti irányok eltérésére magyarázatként szolgálhat a deformációt kialakító feszültségtér inhomogenitása, azaz a Dunántúli-középhegység főszerkezetét kialakító ÉNy–DK-i rövidülésnek és egy, a terület keleti részén feltételezhető oldalmozdulásos feszültségtérnek a lineáris kombinációja.

Magyarázatként szolgálhat továbbá a Dunántúli-középhegységre bő évtizede létező flexurális deformációs modell is, melyet MINDSZENTY et al (1994) valamint tőlük függetlenül TARI (1994) is felismert; ez a deformáció korának értelmezésében kiváló támpontot adhat. Ennek értelmében az apti–albai periódusban egy korábbi KÉK–NyDny-i, és egy későbbi ÉÉNy–DDK-i irányú összenomással számolhatunk. A deformáció főiránya folyamatosan változhatott a kezdeti és a végállapot között; a sorrend jól egybecseng számos szerkezetföldtani, rétegtani és üledékföldtani megfigyeléssel. A fentieket szem előtt tartva az ÉK–Dny-i összenomáshoz köthető ÉNy–DK-i redőtengely-generáció koraptinak, a K–Ny-i rövidülés eredményeként kialakuló É–D-i tengelyű redőké apti-albainak, míg a legfiatalabb, ÉNy–DK-i összenomás következtében kialakuló ÉK–Dny-i tengelyű redők kora albainak adódhat. A deformáció — figyelembe véve az agyagásvány-vizsgálatok és általános reológiai megfigyelések eredményeit — minimálisan két-három kilométeres mélységben mehetett végbe. Ennek a feltételezett betemetődésnek a bemutatása és részletes magyarázata további munkát igényel.

Tárgyszavak: redő, Gerecse, képlékeny alakváltozás, apti, albai, feszültségtér

Bevezetés

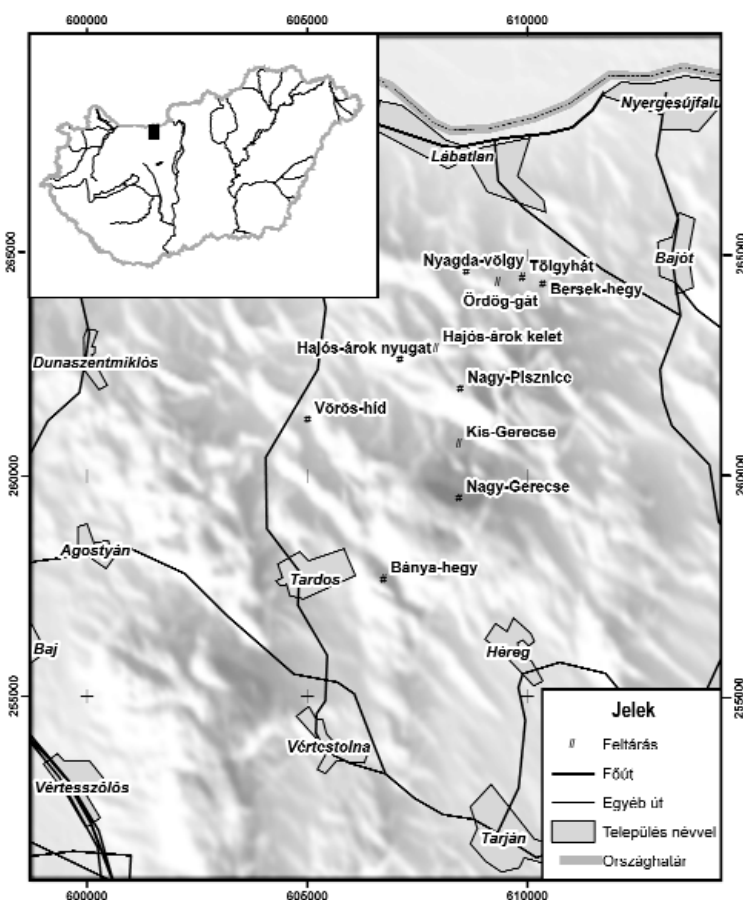
A Gerecse (1., 2. ábra) töréses szerkezetalakulásának beható vizsgálata immár jó tíz éve több-kevesebb figyelemben részesül (a teljesség igénye nélkül: BADA et al. 1993, BADA 1994, BADA et al. 1996, illetve MÁRTON & FODOR 2003, valamint összefoglalóan: SASVÁRI 2008), azonban a terület képlékeny szerkezetalakulásának tanulmányozása — akárcsak a Dunántúli-középhegység egyéb részein — eddig igencsak alárendelt szerepet kapott. A

Gerecséről eddig nem született redőket ismertető publikált munka, pedig jónéhány kézirat is említ ilyen deformációt (példaként EÖTVÖS et al. 2002, JÁGER et al. 2002, GUZMICS et al. 2004, valamint KUPI et al. 2004). A Vértes területéről elsőként MAROS (1988), valamint az ő nyomdokain BÍRÓ (2003), később pedig FODOR & BÍRÓ (2004), illetve BUDAI et al. (2005) mutatott be redőket és az azok kialakulásához köthető deformációs irányokat. Napjainkig csupán a Bakony területéről született céltzottan redőket tárgyaló kéziratot dolgozat (ALBERT 2000). A Budai-hegység területéről jónéhány redőződést említő munkát ismerünk (elsőként SCHAFARZIK 1884, továbbá példaként PÁVAI VAJNA 1934, illetve BALLA & DUDKO 1990).

Jelen munka a Gerecse területén található redők (2. ábra) ismertetését tűzte ki célul. A rövidülési irányok eloszlása alapján definiált három redősereg bemutatása elsőként a rövidülés irányának jellemzésével történik. A redők általános bemutatását követi a redőződést kialakító fázisok leírása, majd a fázisok relatív aktivitási idejének ismertetése. Végül a fázisokat az eddig ismert rideg szerkezetalakulásról rendelkezésünkre álló ismeretekkel vetem össze, és kísérletet teszek a szerkezetalakulás korának, módjának és körülményeinek tisztázására is.

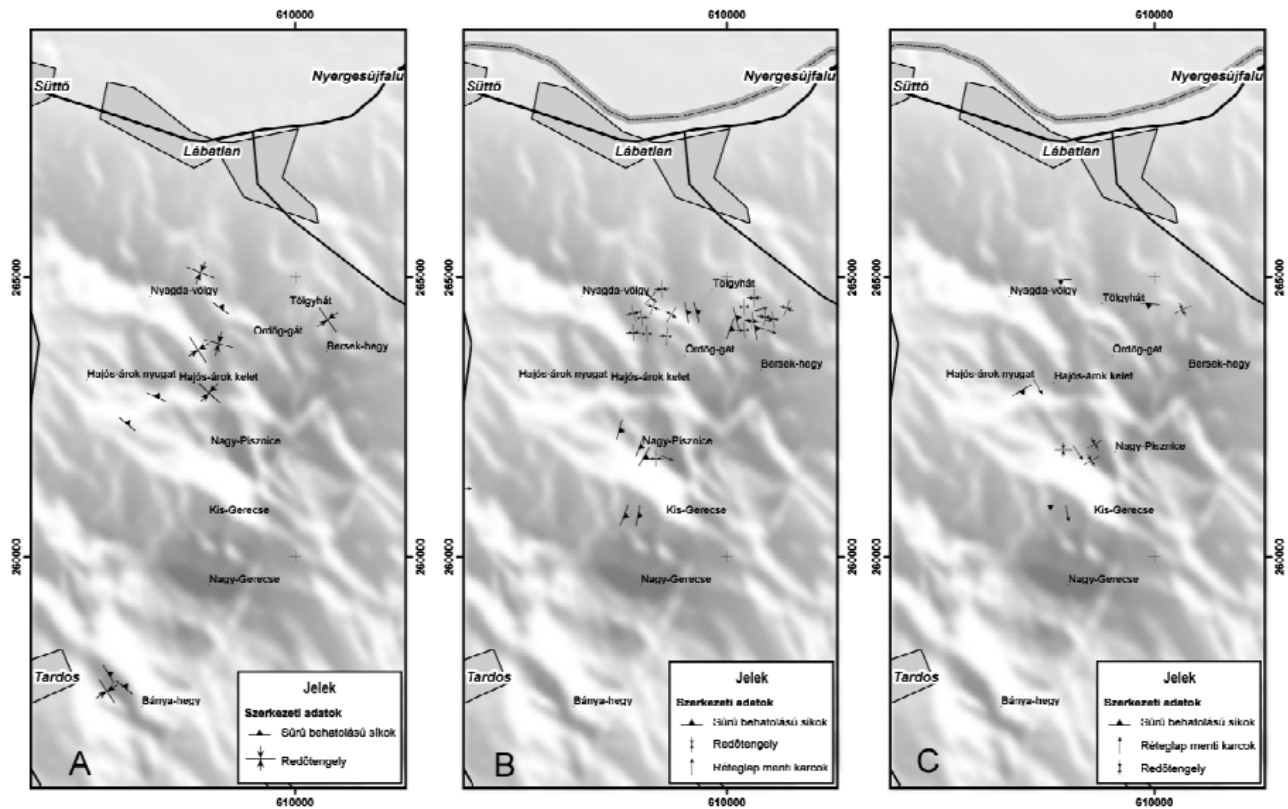
A deformációk csoportosítása

A redőtengelyek főköreinek földrajzi irány szerinti eloszlását (3. ábra, A), valamint az összes tengely sztereografikus vetületben ábrázolt rózsadiagramját (3. ábra, B) vizsgálva három redősereg tűnik szembe. A redőfőkör síkjának csapása megadja a redőződést okozó maximális horizontális rövidülés irányát (3. ábra, B); ezek rendre K–Ny-i (2. ábra, B; 3. ábra, B, R1-es csoport),



1. ábra. A vizsgált terület elhelyezkedése; a keret számai EOV-koordináták

Figure 1. The location of study area; numbers indicates metres in EOV coordinate system



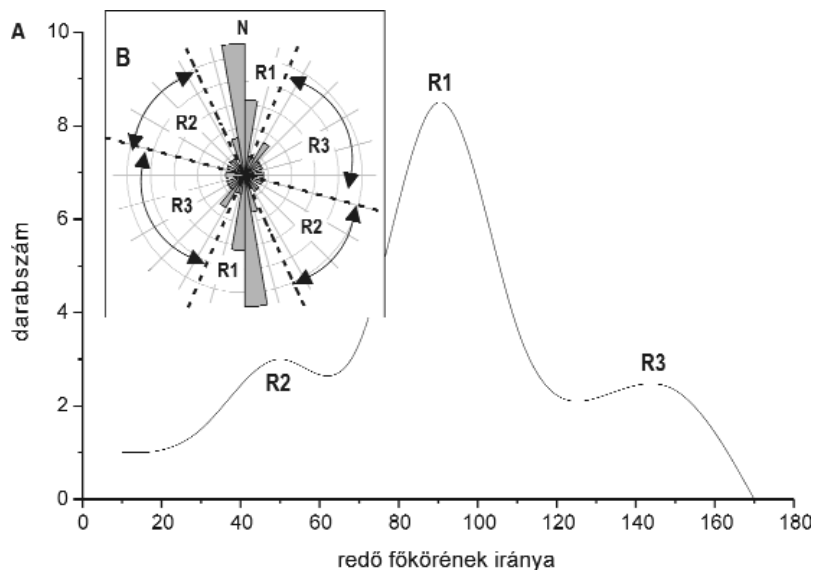
2. ábra. Az észlelési pontok áttekintő térképe a rövidülési szerkezetek csoportjaival
 A – ÉK-DNy-i rövidülés, B – K-Ny-i rövidülés, C – ÉNy-DK-i rövidülés. A keret számai EOVS-koordináták

Figure 2. Schematic map of the data points with groups of the observed shortening elements
 A – NE-SW, B – E-W, C – NW-SE compression, respectively. Numbers indicates metres in EOVS coordinate system

EK-DNy-i (2. ábra, A; 3. ábra, B; R2-es csoport), valamint ÉNy-DK-i (2. ábra, C; 3. ábra, B; R3-as csoport) irányok. Míg a K-Ny-i rövidülési irány jó bizonyossággal kimutatható (7,4 fokos a konfidencia-intervallum 95%-os bizonyosság mellett), addig a másik két irány jóval bizonytalanabb (95%-os bizonyosság mellett a konfidencia-intervallum rendre 17,11 foknyi, illetve 21,21 foknyi a rövidülési irányokra vonatkoztatva).

A rövidülési eseményeket — a redők jelenlétén kívül — egyéb jelenségek is bizonyítják. A Bersek-hegyen és az Ördög-gáti-kőfejtőben (1., 2. ábra) a megfelelő rövidülések irányával összevethető réteglap menti karcokat lehetett észlelni. Egyéb feltárások nagyobb agyagtartalmú, kifejezetten márgás képződményeiben — a Kis-Gerecsén, a Nagy-Pisznicén, a tardosi Bánya-hegyen, a Hajós-árokban, valamint az Ördög-gáti-kőfejtőnél (1., 2. ábra) — sűrű behatolású, a rétegzést feltolódásosan elvető síkseregek, konjugált síkpárok, elnyírt és deformált klaszterek erősítették meg a rövidülési deformációk létezését. A Bersek-hegyen és az Ördög-gáti-kőfejtőben (1., 2. ábra) a síksereg megjelenése dominánsnak

mondható, előbbi esetben feltolódásos jellegű karcok mutatják a mozgás irányát. Bár a legtöbb észlelés a K-Ny-i rövidülési esemény létezését támasztotta alá, az ÉK-DNy-i és ÉNy-DK-i rövidülés tényét is számos helyen lehetett dokumentálni.



3. ábra. Az észlelt redők főköreinek (A), valamint redőtengelyeinek (B) irány szerinti eloszlása. A sztereografikus vetületek Schmidt-félgömbön, alsó vetítéssel készültek

Figure 3. Distribution function of the measured hinge lines (A) and fold axes (B). Projection uses Schmidt hemisphere, lower projection

A fontosabb redők és rövidülései bélyegei ismertetése

A munkaterületen a mezozoos rétegsor majd minden tagjában lehetett redőződést észlelni — a legidősebb meggyűrt képződmény a Dachsteini Mész-kő Formáció, a legfiatalabb pedig a Berseki Márga Formáció volt. A redők mérete is hasonlóan széles intervallumot ölel át: a centiméterestől egészen a több száz méteres hullámhosszig a teljes skála előfordult.

R1 csoport, K–Ny-i irányú rövidülés

A Nagy-Pisznice (1., 2. ábra) blokkjának felszínén lévő legidősebb kőzete, a Dachsteini Mész-kő Formáció igen enyhe redőzöttséget mutat, melyet kicsiny, néhány méteres amplitúdó és jelentős, mintegy száz méteres hullámhosszúság jellemez. Ez az igen enyhe redőzöttség közelről nem észlelhető, csak nagyobb távolságból — például a Kis-Gerecse kőfőjtőjéből — látható tisztán (4. ábra, A). A Dachsteini Mész-kő igen bizonytalan rétegdőlése, valamint a rétegdőlési adatok szórása miatt a pontos geometria (érintősíkok, redőtengely vagy redőtengelysík iránya) nem mérhető, szemrevételezéssel azonban egyértelműen megállapítható e redőzöttség létezése. Mind a Nagy-Pisznice déli, mind pedig északkeleti oldalán lévő szálfeltárásokban észlelhető ez a geometria (4. ábra, B). A hegy blokkjának nyugati oldalán azonban ez a jelenség már nem figyelhető meg; ez arra enged következtetni, hogy a redőtengelyének iránya nagyjából É–D-i csapású lehet, bár ez a

megállapítás jelentős hibával terhelt. A terület általánosan nyugatias rétegdőlése miatt a redőtengely tengelydőlése vízszintestől nem térhet el jelentősen.

A Nyagda-völgy közepén lévő Vörös-bánya melletti hegyen (1., 2. ábra) egy jól feltárt középső- és késő-jura rétegsor észlelhető (CSÁSZÁR et al. 1998). A feltárásban lévő Lókúti Radiolarit Formáció erőteljes gyűredezettséget mutat (5. ábra). Sajnos a feltártsági viszonyok és a redők kis mérete nem tette lehetővé érintősíkok észlelését, így a redőket csupán redőtengelyük lineációiként észlelt irányával lehet bemutatni. A Vörös-bányától (1., 2. ábra) keletre mintegy százötven méterre egy kisméretű, ám igencsak tektonizált Lábatlani Homokkő-feltárás található. Ebben a kicsiny bányában két, viszonylag jól mérhető redő volt észlelhető.

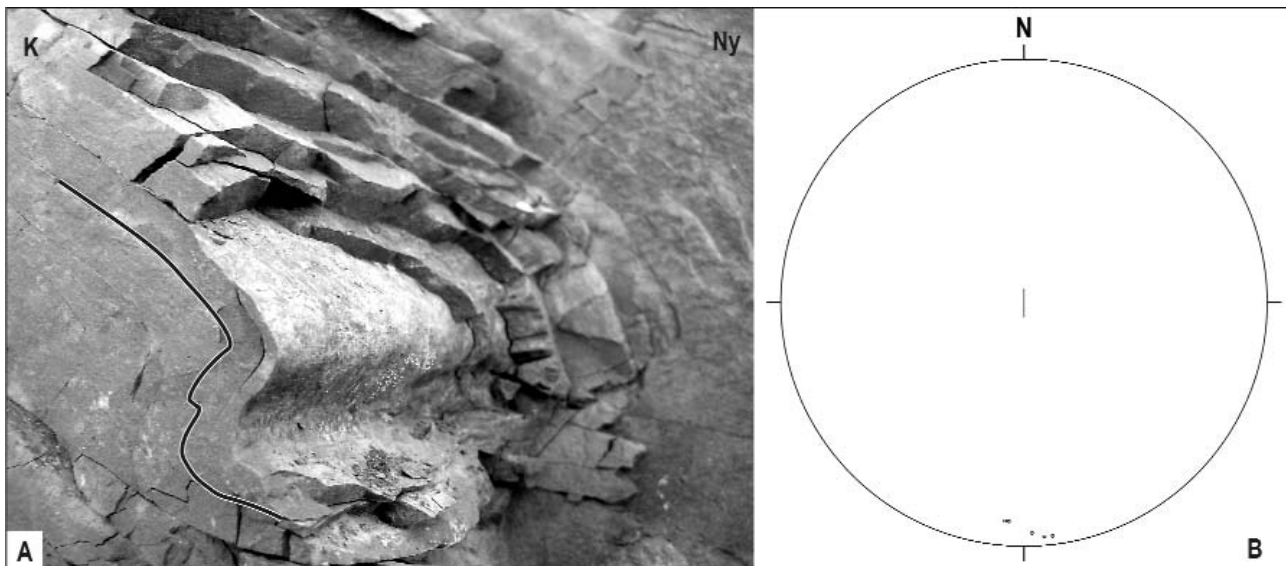
A kréta képződményen mért redők jó része a Berseki-hegy bányájának (1., 2. ábra) DNy-i nagy udvarában, a kőfőjtő harmadik udvarán volt észlelhető. A redőzöttség nem egyenletesen jelenik meg ezen a bányaudvaron sem. Kiválóan megfigyelhető, hogy bármilyen szerkezeti jelleg, így a redők is csak a Berseki Márga Formáció apróbb szemcseméretű szakaszán jelennek meg, a nagyobb szemcseméretű — jelentősebb homoktartalommal bíró — rétegek határára érve a szerkezeti jellegek egyszerűen elhalnak. Az észlelt redők mérete itt szűkebb tartományra korlátozódott: a pár centiméterestől a maximálisan 30 centiméteresig terjedt. A kisebb redők alakja — apró voltuk miatt — viszonylag jól látható (6. ábra). Alaki osztályzásukat tekintve mind sziniformok, mind antififormok előfordultak; legfontosabb közös vonásuk — már amennyire ezt



4. ábra. A Nagy-Pisznice nagy hullámhosszú redőződésének képe a Kis-Gerecseről (A), valamint ennek megjelenése a Pisznice északkeleti kőfőjtőjének falában (B)
 Figure 4. Great amplitude fold of Nagy-Pisznice Hill from the view point on Kis-Gerecse (A) and their appearance in the outcrop of NE Nagy-Pisznice Hill (B)



5. ábra. A Nyagda-völgyben található Vörös-bánya feltárásában, oxfordi radiaritban található redők képe. A fehér csillagok a redőtengelyeket mutatják (A); jobbra lent a redőtengelyeinek irány szerinti eloszlása (B). A sztereografikus vetület Schmidt-félgömbön, alsó vetítéssel készült.
 Figure 5. Picture of the folds in the Oxfordian radiolarite – Vörös-bánya, Nyagda Valley. White stars indicate the fold axes (A). Stereographic projection shows the measured fold axes (B); projection uses Schmidt hemisphere, lower projection.



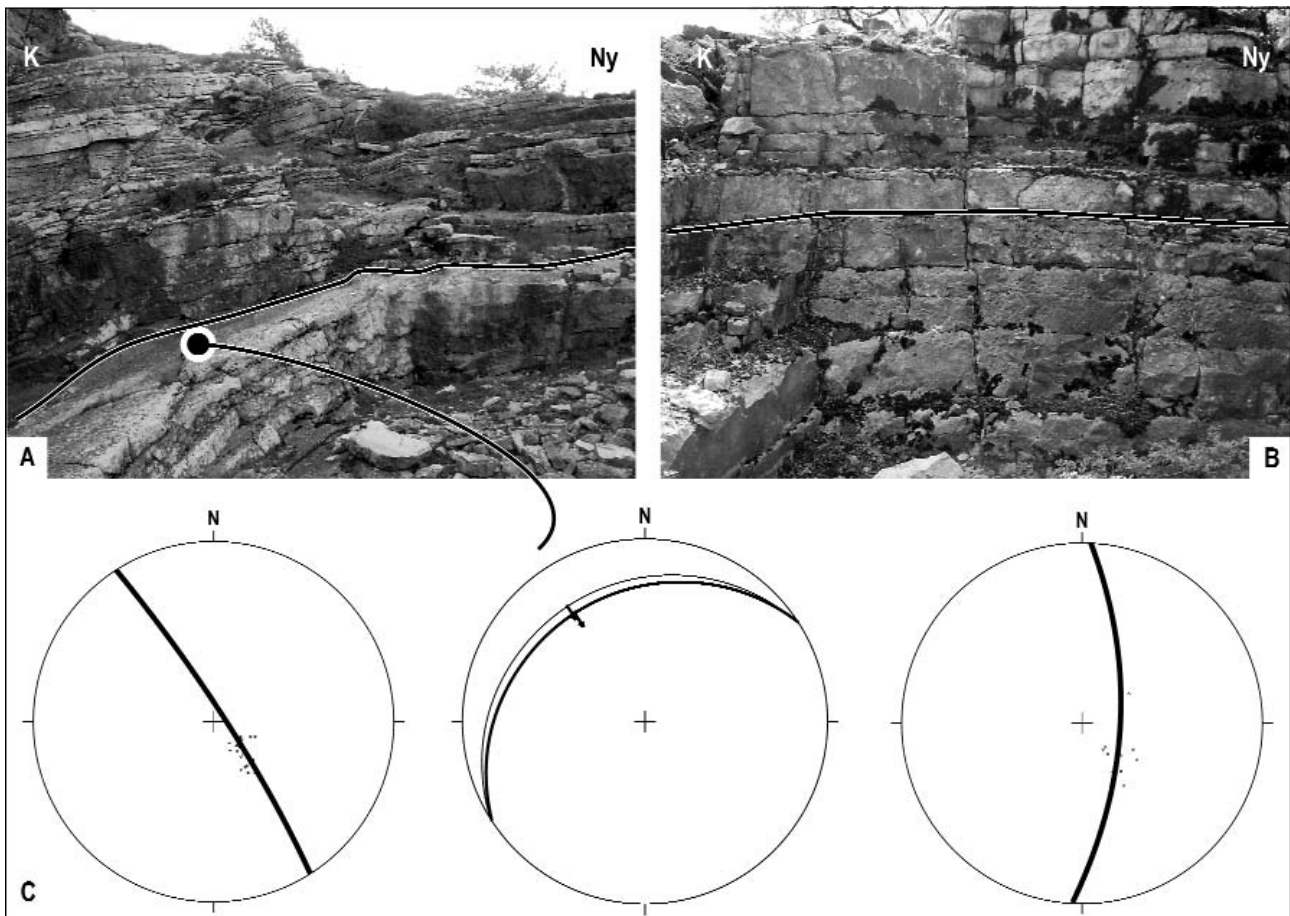
6. ábra. A Bersék-hegy harmadik udvarában található egyik redő fényképe (A) és a bányaudvarban mért redőtengelyek vetületi képe (B). A sztereografikus vetület Schmidt-félgömbön, alsó vetítéssel készült.
 Figure 6. Picture one of the folds on the Bersék Hill (A) and the stereographic projection of the measured fold axes (B). Projection uses Schmidt hemisphere, lower projection.

szemrevételezéssel meg lehetett állapítani — a hengeres geometria.

R2 csoport, ÉK–DNy-i irányú rövidülés

A Nagy-Pisznice blokkjának (1., 2. ábra) területén nem csak triász kőzetben, hanem a fiatalabb jura képződményekben — pontosabban a Pisznicei Mészke Formációban — két helyen is találhatunk redőket. A bánya keleti végén található forma kitűnően tanulmányozható; a feltárás nyugati végén lévő redő (7. ábra, B) gyengébben észlelhető. A szemrevételezésen túl a redőződés tényét ebben az esetben is érintősíkok észlelésével lehetett bemutatni.

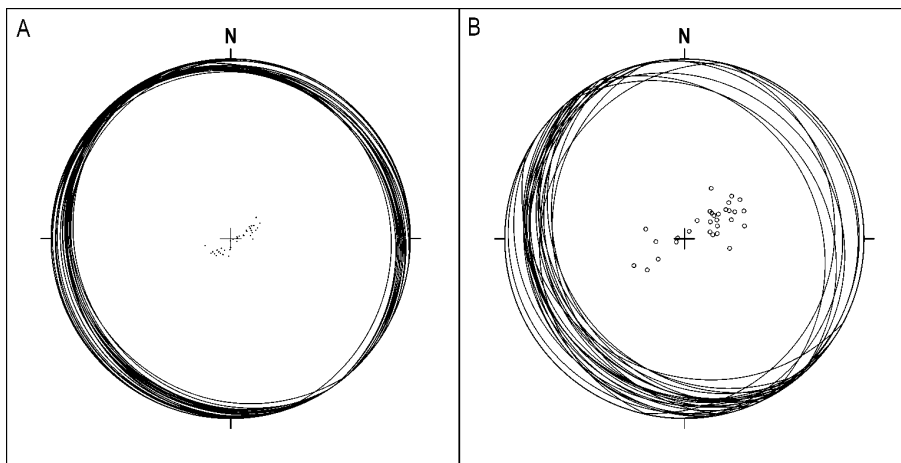
A Tardos felett lévő Bánya-hegy (1., 2. ábra) területén feltároló Pisznicei Mészke Formációban egy nagyméretű redőzött forma észlelhető. Pusztán szemrevételezéssel, bármilyen mérés nélkül is kiválóan megfigyelhető, hogy a bánya északnyugati felén délkeletre, a délkeletin viszont nagyjából északnyugatra dőlnek a kőzetrétegek (8. ábra, A). A redő amplitúdója igen csekély, ám hullámhossza több mint ötszáz méterre becsülhető — a redőszárnyak elvégződése biztosan a bánya területén kívül található. A fekvő (Dachsteini Mészke Formáció) és a fedő vörös gumós ammonitás mészke (Kisgerecsei Márga Formáció) redőzöttsége feltártság hiányában nem észlelhető. A redő tengelyének iránya ÉNy–DK-i, így a rövidülés iránya ÉK–DNy-i kell legyen.



7. ábra. A Nagy-Pisznice bányájának keleti (A) és nyugati (B) részén, Pisznicei Mészköben észlelhető redők fényképe és érintősíkjaik, valamint főkörük vetületi képe

A C ábra a feltárás keleti felén lévő redő réteglappal párhuzamos karcait mutatja. A sztereografikus vetületek Schmidt-félgömbön, alsó vetítéssel készültek

Figure 7. Pictures of the folds on the eastern (A) and western (B) side of the Nagy-Pisznice quarry with their hinge line and tangential planes on stereographic projection
Figure C shows the bedding-parallel striae on the folded surface of the eastern fold. Projection uses Schmidt hemisphere, lower projection



8. ábra. A Tardos feletti Bánya-hegyen észlelhető redő érintősíkjaik (A) és elválási síkjainak (B) vetületi képe

A sztereografikus vetület Schmidt-félgömbön, alsó vetítéssel készült

Figure 8. Stereographic projection of the tangential planes of the fold (A) and the cleavage (B) in the Tardos quarry

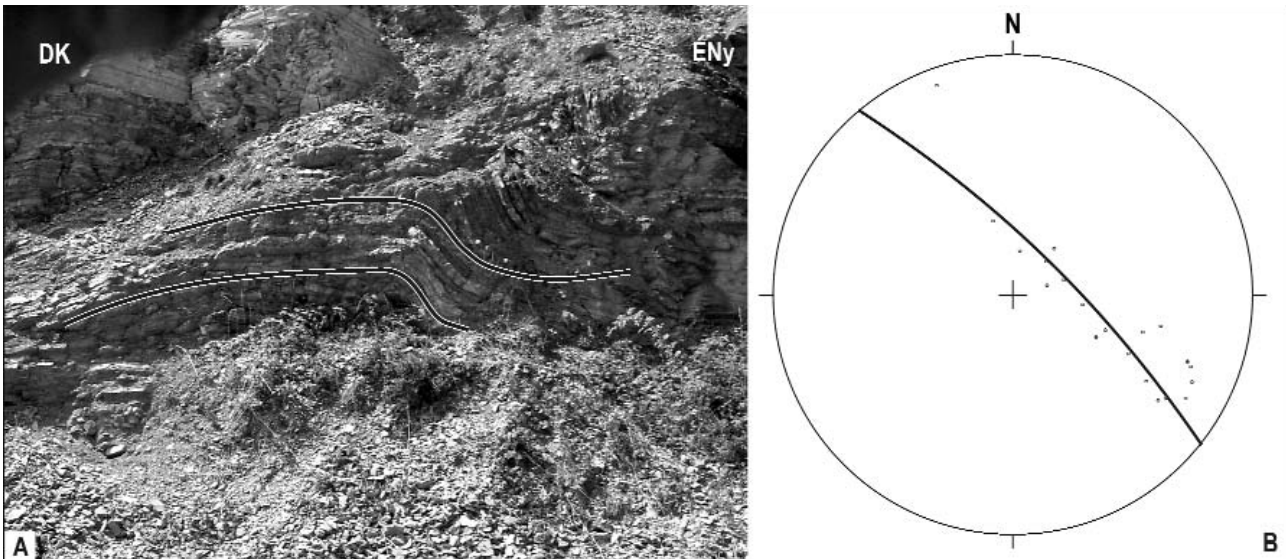
Projection uses Schmidt hemisphere, lower projection

R3 csoport, ÉNy–DK-i irányú rövidülés

A Bersek-hegy (1., 2. ábra) legnagyobb redőjét a bányaterület bejáratánál, a Kecse-kőről jövő drótkötélpálya alatt találhatjuk (9. ábra). Ez már nem a centiméteres, hanem a méteres nagyságrendbe tartozik.

A Nagy-Pisznice (1., 2. ábra) déli oldalában található bánya keleti felében lévő redő (7. ábra, A) igen szembevető.

A rétegfelszíneken a redőtengely irányába mutató karcokat észleltem (7. ábra, C). Bár jelen dolgozat a képlékeny deformációs jelenségek ismertetését tűzte ki célul, ezeket a karcokat meg kell említeni, hiszen azok a nyíráshajlításos redőképződést kísérő szerkezeti formák, melyek a réteglap mentén bekövetkező nyírást jelzik (elsőként VIALON et al. 1976). A Hajós-árok (1., 2. ábra) keleti ágának középső részén vörös színű bositrás, gumós jura mészkőben nagy



9. ábra. A Bersek-hegy bejáratánál található redő fényképe (A) és érintősíkjainak vetületi képe (B)

A sztereografikus vetület Schmidt-félgömbön, alsó vetítéssel készült

Figure 9. Picture (A) and the stereographic projection (B) of the tangential planes of the fold by the entry to the Bersek Hill quarry
Projection uses Schmidt hemisphere, lower projection

hullámhosszú, kicsiny amplitúdójú redőződést lehetett észlelni. Maga a redő szemrevételezéssel alig érzékelhető, az érintősíkok mérése azonban alátámasztotta létezését.

A Nyagda-völgy (1., 2. ábra) területén található a Gerecse legrégebben dokumentált redője, melyről felvételi jelentésében még LIFFA (1907) tett említést; maga a megfigyelés a mai napig teljesen helytálló, azonban a szerző nem ismerte fel a redő jelenlétét. Mind a LIFFA (1907) által bemutatott térképen, mind pedig a terepi bejárások során megfigyelhető, hogy a patak völgyében északról dél felé haladva a Lábatlani Homokkő Formáció – Berseki Márga Formáció sorrendben folyamatosan idősidődik a rétegsor. A völgy közepe táján megjelennek a jura képződmények — ez maga a Vörös-bánya rétegsora —, melyeket a bánya északi peremétől újra a Berseki Márga fed el. Szintén megállapítható, hogy a völgy északi részén a rétegdőlés általánosan északias, míg déli részén délies. Ez a jelenség kitűnően értelmezhető egy nagyméretű, széles és szelíd antiformként, mely egyben antiklinális is. A terület alaposabb vizsgálata, valamint részletesebb dőlésmérés segítségével másodrendű redők jelenléte is megállapítható. Azonos képződményen belül, akár igen rövid távon is meg lehetett figyelni, hogy a rétegdőlés váltakozva hol ÉNy-i, hol pedig DK-i. A rövidülés általános iránya ÉNy–DK-inek mondható.

Egyéb, a redőződéshez közvetlenül köthető rövidülési bélyegek

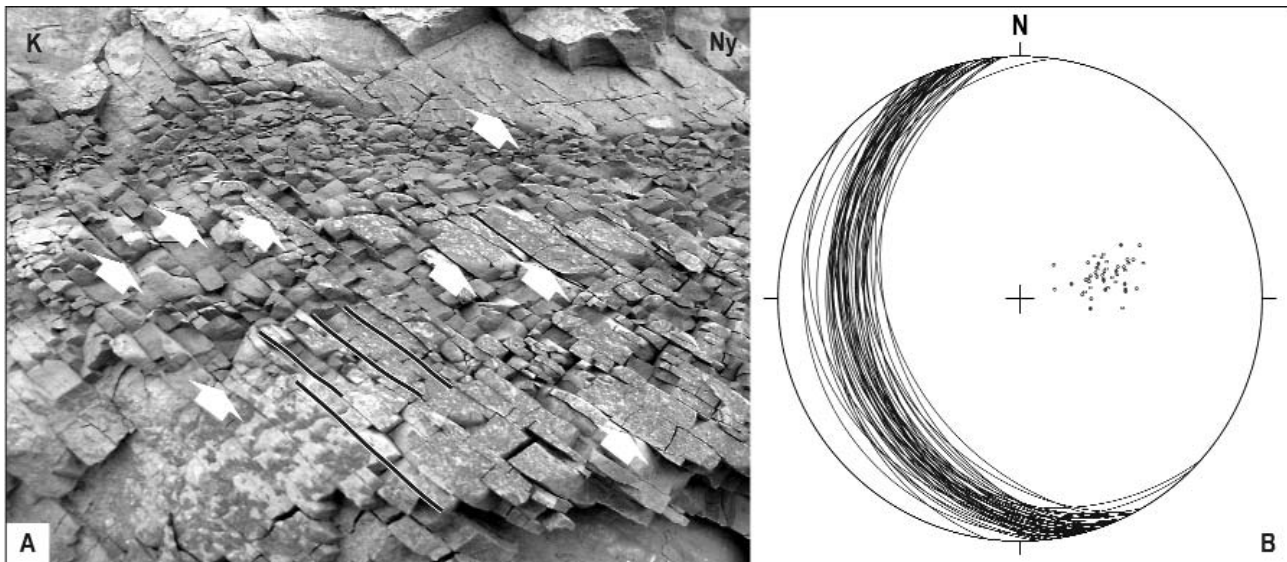
A munkaterületen számos, a fentebbi redőkkel kapcsolatba hozható rövidülési bélyeget sikerült azonosítani. Ezek közül legfontosabbak azok a nem konjugált és konjugált síkseregek, melyek kialakulása biztosan rövidü-

léshez köthető; ezt feltolódásos jellegű karcok, a réteghatárt átmetsző síkseregek, valamint — konjugált síkok esetén — a pusztá geometria is mutatja. A síkseregeket kialakító rövidülési irányok (2. ábra) gyakorlatilag megfeleltethetők a redőződés tárgyalásakor ismertetett csoportoknak. Mindössze egyetlen esetben — a fentebb tárgyalt Bersek-hegyi példánál — látszott tisztán az elválási felületek redőződéssel való kapcsolata, egyéb esetekben a két jelenséget nem sikerült egy helyen észlelni.

R1 csoport, K–Ny-i irányú rövidülés

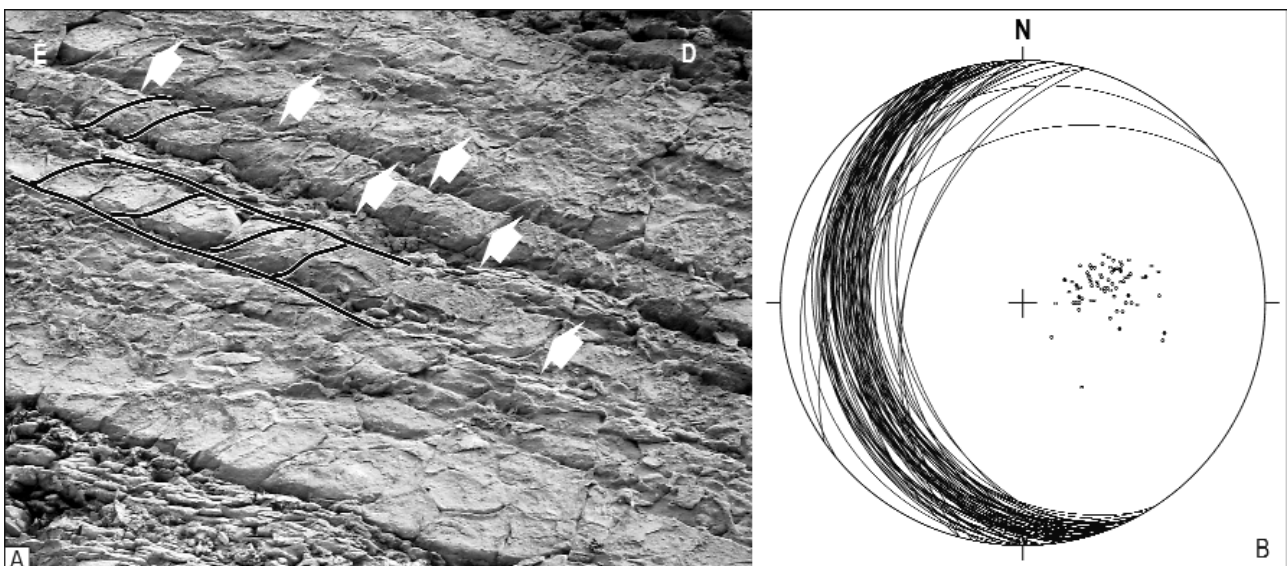
A Bersek-hegyen (1., 2. ábra) lévő kőfejtő nyugati udvarának harmadik szintjén, annak középső nyugati részén igen erőteljes, feltűnő, nagy behatolású síksereg jelenik meg, gyakorlatilag a bányafal teljes magasságában. A kőzet a síkok mentén igen könnyen paralelepipedonokra hullik szét (10. ábra, A), melyek felülete — rétegszilikátok jelenléte miatt — selymesen fénylik. A sűrűn megjelenő apró síkok átlagosan 255/32 fokos irányba dőlnek (10. ábra, B), konjugált párjuk nem volt észlelhető. A síkok felületét sűrűn fedik dőlésirányú lineációk, melyek jellege feltolódásosnak mutatkozott. Említést érdemel, hogy ezt a nagy behatolású síksereget érte a fentebb ismertetett, időrendben későbbi redőződés (6. ábra). A síksereget és a redőződést kialakító rövidülés iránya gyakorlatilag azonos.

Az Ördög-gáti-kőfejtő (1., 2. ábra) hosszú Berseki Márgából álló bányafalán kiváló megtartású laposszögű elválási síkokat lehetett észlelni (11. ábra, A); a felületek átlagosan 250/30 fokos dőléssel bírnak. Már a mért adatok sztereografikus vetületének (11. ábra, B) szemrevételezésével is megállapítható, hogy az értékek szórása igen kicsi — ez 11,4 foknak adódott 95%-os konfidencia-intervallum mellett. Talán az Ördög-gát volt a Bersek-hegy mellett az a feltárás, ahol ezek a laposszögű felületek a legszab-



10. ábra. A berseki Bánya-hegyen mért elválási síkok fényképe (A) és vetületi képe (B)
A sztereografikus vetület Schmidt-félgömbön, alsó vetítéssel készült

Figure 10. Picture (A) and stereographic projection (B) of the cleavage in the Bersek quarry
Projection uses Schmidt hemisphere, lower projection



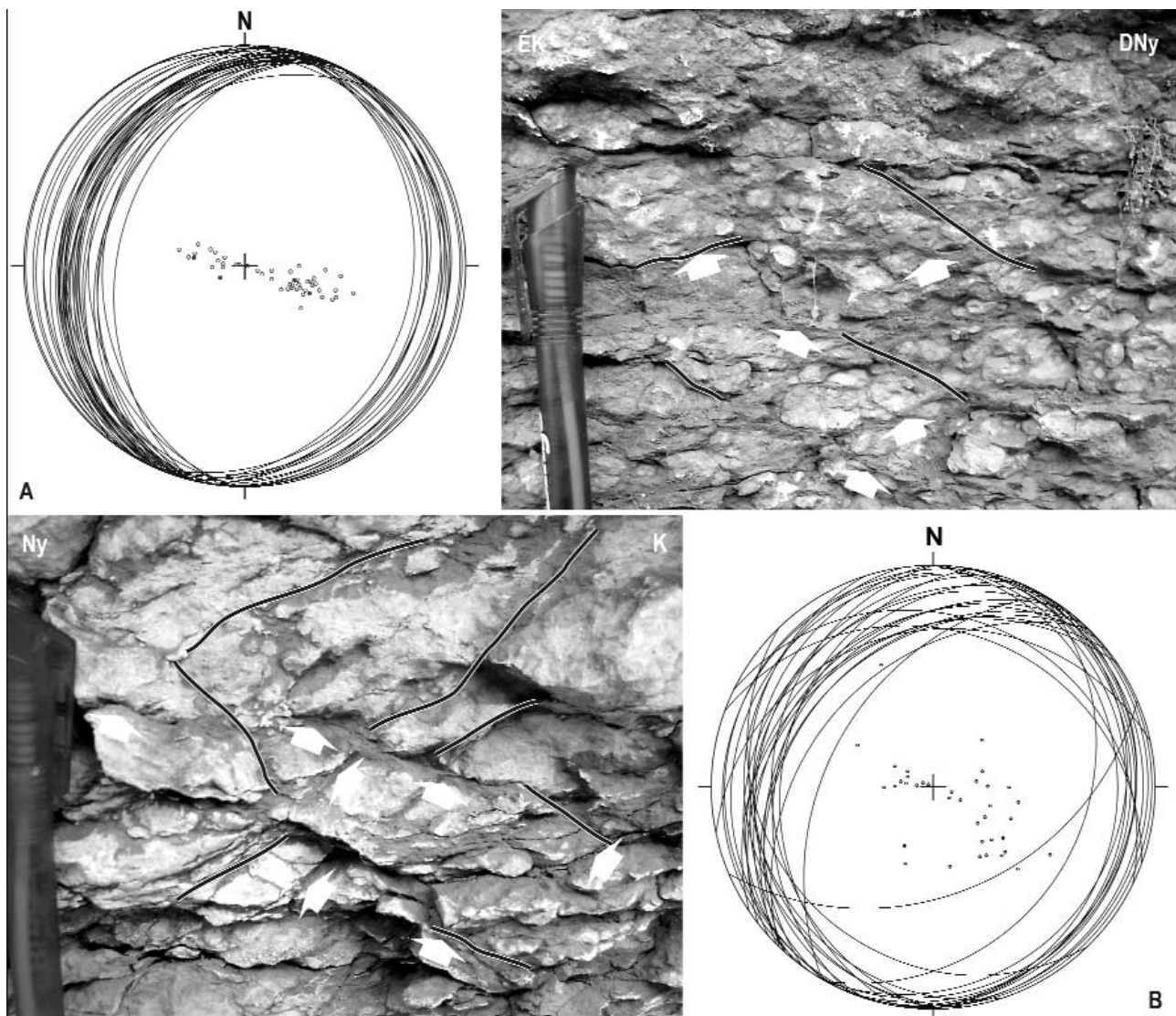
11. ábra. Az Ördög-gáti-kőfejtőben mért elválási síkok fényképe (A) és vetületi képe (B)
A sztereografikus vetület Schmidt-félgömbön, alsó vetítéssel készült

Figure 11. Picture (A) and stereographic projection (B) of the cleavage in the Ördög-gát quarry
Projection uses Schmidt hemisphere, lower projection

látszódtak. Megfigyelhető, hogy a repedésrendszer szinte hálószerűen jelenik meg a kőzetben, nagyjából két-három centiméterenkénti behatolással. A síkok felszínén feltoldódásos, a réteglapokon pedig réteglap menti elmozdulásos karcokat lehetett észlelni (CZAUNER et al. 2006), ezek alapján összhangban van BALKAY (1955) észleléseivel. A rövidülés iránya ebben az esetben tisztán K–Ny-inak mondható; a réteglapok mentén a blokkok kelet felé mozogtak.

Konjugáltan megjelenő laposszögű elválási síkokra nem csak a kréta képződményekben számíthatunk. A Kis-Gerecse (1., 2. ábra) északi oldalán lévő kőfejtőben,

közvetlenül a meredek falban álló Pisznicei Mészkö tetején egy kicsiny, ám viszonylag jól tanulmányozható Kis-gerecsei Márga szálfeltárás található (12. ábra, A). Itt a kőzet anyagában sok laposszögű síkot lehet észlelni. A márga anyagában lévő elnyújtott-elnyírt klasztok felülete, ezek érintkezési vonala, valamint a klasztok felszínén lévő, metszetben egyenes vonalként látszó agyagos felületek egy igen sűrű, egyveretű síkhálózatot adnak. Bár repedések és piciny litoklázisok is észlelhetők, mennyiségük alárendelt. A síkok nem az egész kőzetre kiterjedten jelentek meg, jelenlétük csak az agyagosabb részekre korlátozódott — a cementáltabb, illetve nagyobb átlagos szemcseméretű



12. ábra. A Kis-Gerecésén (A) és a Nagy-Pisznicén (B) Kisgerecsei Márgában mért elválási síkok fényképe és vetületi képe

A sztereografikus vetületek Schmidt-félgömbön, alsó vetítéssel készültek

Figure 12. Pictures and stereographic projections of the cleavages in the Kis-Gerecse quarry (A) and Nagy-Pisznicé quarry (B) in the Kisgerecse Marl Formation
Projection uses Schmidt hemisphere, lower projection

részeken alig vagy egyáltalán nem fordultak elő. A konjugáltan megjelenő síkok átlagosan 103/16 és 285/23 fokban dőlnek (12. ábra, A). Az általuk bezárt hegyesszög szögfelezője vízszintes, tehát akár kapcsolt Mohr-pároknak, akár nyírásos eredetű konjugált síkoknak értékeljük, az általuk meghatározott rövidülés vízszintes. Sztereografikus vetületük szemrevételezésével látható, hogy a síkok szórása nem jelentős; 95%-os bizonyosságra ezt az érték rendre 8,7 és 9 foknak adódott. Amennyiben elfogadjuk, hogy rövidülés hatására alakultak ki, úgy ennek iránya K–Ny-inak adódik.

A Nagy-Pisznicé (1., 2. ábra) déli oldalát képező bányafalban szintén igen sűrűn megjelenő elválási síksereget lehetett észlelni (12. ábra, B). A síkhálózat tagjait itt is a klaszterek elnyírt-elvonzott felülete, érintkezési vonala, valamint agyagos felületek képezték. Ebben a feltárásban is kitűnően észlelhető, hogy a laposszögű síkok jelenléte anyagminőség-függő; az elválási felületek csak és kizárólag

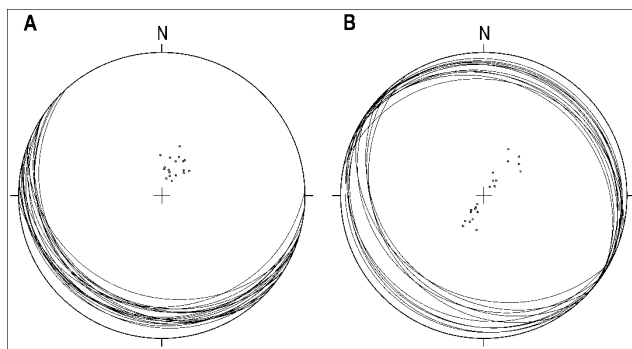
a finomabb szemcseméretű, agyagosabb részekben jelentek meg. A síkok konjugált párban észlelhetők, az egyik síksereg átlagosan 107/17, a másik pedig 290/27 fokos irányba dőlt, és nagyjából azonos volt a mennyiségük is. Ebben az esetben is szinte tisztán K–Ny-i irányú rövidülést lehet rekonstruálni.

R2 csoport, ÉK–DNy-i irányú rövidülés

Az ÉNy–DK-i irányú rövidüléshez köthető konjugáltan megjelenő elválási síksereget részint a Tardos feletti Bányahegyen, részint a Hajós-árokban (1., 2. ábra) lehetett észlelni. Az előbbi helyen a Kisgerecsei Márga formáció feltárásában laposszögű elválási felületeket lehetett dokumentálni (8. ábra, B). Megjegyzendő, hogy a kőzet anyagi minősége nem volt ideális: erősen aprózódott, nagyon könnyen széthullott, növelve ezzel a mérés bizonytalanságát. Az

észlelt síkok aszimmetrikusan konjugált párban jelentkeztek; meghatározó volt az átlagosan $241/20^\circ$ irányban dőlő síkok dominanciája, és alárendelten jelentek csak meg a konjugált, átlagosan $69/14$ fokos irányba mutató síkok. Az ideálisnál sokkal rosszabb feltártsági viszonyok ellenére a mért értékek szórása nem jelentős: rendre $7,7$ és $9,1$ fokos volt. A 8. ábra, A és B összevetéséből kiválóan látható, hogy a Tardos feletti Bánya-hegyen lévő redőt és a konjugált síksereget kialakító rövidülés iránya gyakorlatilag azonosnak mondható.

A Hajós-árok (1., 2. ábra) nyugati részén, az ÉK–DNY-i csapású ág középtájánál található egy kiváló észlelési lehetőséget nyújtó Lábatlani Homokkő szálfeltárása. A homokkő falban számos laposszögű elválási sík volt észlelhető, melyek nem képeznek kapcsolt párokat (13. ábra, A). A síkok a rétegdőlést egyértelműen átmetszik, és helyenként megfigyelhető, hogy feltoldódásos jellegű elmozdulás történt rajtuk. Ezek a felületek egy átlagosan $210/25$ fokos dőlésű síksereget alkotnak. A mért adatok szórása 95%-os konfidencia-intervallum mellett $6,9$ fok, mely igen kicsinek mondható. Egy távolabbi, szintén a Hajós-árok nyugati vé-



13. ábra. Az Hajós-árokban észlelt nem-konjugált (A) és konjugált (B) elválási síkok fényképe és vetületi képe

A sztereografikus vetületek Schmidt-félgömbön, alsó vetítéssel készültek

Figure 13. Picture and stereographic projection of the non-conjugated (A) and conjugated (B) cleavages in the Hajós valley

Projection uses Schmidt hemisphere, lower projection

gén lévő, szintén a Lábatlani Homokkő feltárásában hasonló tulajdonságokkal bír, azonban már kapcsoltan megjelenő síksereget lehetett dokumentálni (13. ábra, B). A kapcsolt párok egyik tagja átlagosan $31/14$ fokos, a másik pedig átlagosan $219/19$ fokos dőlést mutatott. A mért adatok 95%-os bizonyosság mellett vett hibája igen kicsi — az északkeleties dőlésű síkokra $5,2$ fok, a délnyugatiakra már kicsivel nagyobb, $9,7$ fok.

R3 csoport, ÉNy–DK-i irányú rövidülés

A harmadik csoportba tartozó elválási síksereget csupán egy helyen, a Kis-Gerecse (1., 2. ábra) oldalán lévő feltárásor legnyugatibb részén észleltem. Itt közvetlenül a Kisgerecsei Márga és a Pisznicei Mészke szerkezeti érintkezése mentén — a nagyléptékű jobbos jellegű oldalmozdulás síkjától legfeljebb fél méterre — igen bizonytalan megjelenésű laposszögű síkok voltak észlelhetőek. A

síkokat nem a klaszthatárok, nem is agyagos bevonatok, hanem repedések, apró elválások, litoklázisok alkották. A felületek mennyisége igen csekély volt, töredéke annak, mint amit az előző pontokban észlelni lehetett. Ebben az esetben már az észlelés is kétséges, mivel a tektonikailag igénybe vett és ráadásul mállófélben lévő kőzetanyag igen könnyen darabokra hullott.

Szintén ebbe a csoportba tartozó egyéb szerkezeti elemek észlelhetőek a Nyagda-völgyben lévő Vörös-bánya (1., 2. ábra) jura rétegsorában. A feltárt vörös gumós, agyagközös mészkő erősen tektonizált, elnyírt, benne számos észak-északnyugat–dél-délkeleti rövidüléshez köthető duplex-geometriájú szerkezet található. Szintén kompresszió jelenlétét erősítheti meg a feltárt középső–késő-jura radiolarit redőzöttsége (1. fentebb) és az átlaghoz képest jelentős kivastagodása is (CSÁSZÁR et al. 1998).

A deformációs események korának és körülményeinek meghatározása

Egy általánosan vett deformációs esemény pontos idejének meghatározására több módszer is lehetőséget nyújthat. Talán a legbiztosabb a kormeghatározás, ha a folyamat szinszediment módon történik; ebben az esetben a képződmény legfiatalabb, gyűretlen rétege posztdataálja magát a szerkezetalkító fázist. A módszer azonban körütekintést igényel: előfordulhat, hogy a deformáció elérte ugyan a fedő képződményeket, azonban azok inkompetens volta miatt az alakváltozás egyáltalán nem is jelenik meg (vö. HENRY 1983). Ez a jelenség a Gerecseben kiválóan észlelhető például a Berseki Márga Formáció homokosabb — és mélyreható belső deformációtól teljesen mentes — szakaszain.

A kor meghatározásához további kiváló támpont lehet a legidősebb, már deformálatlan, a gyűrtől eltérő képződmény kora. Kiindulási pontot nyújthat magának a meghajlított képződménynek a kora — a rövidülési esemény ennél értelemszerűen csak fiatalabb lehet. Szintén fontos segítség lehet egy már ismert korú deformációs elemmel, például vetőmenti mozgással, esetleg szuperponálódó redővel való összevetés abban az esetben, ha valamelyik jelenség a másik felülbélyegzésként jelenik meg (vö. HENRY 1983, RAMSAY & HUBER 1983). Sajnálatos módon a terület feltártsági viszonyai, valamint a nagyszámú fiatal szerkezetalkító fázis (a teljesség igénye nélkül: BADA 1994, BADA et al. 1996, FODOR et al. 1999, MÁRTON & FODOR 2003, illetve összefoglalóan SASVÁRI 2008) felülbélyegző hatása nem tette lehetővé a fenti módszerek alkalmazását; általában csak igen tág határok közé lehetett beszorítani a redőződés korát (pl. a Nagy-Pisznice esetén ez a késő-triász–miocén intervallumot jelentette).

A rövidülési esemény pontosabb korának meghatározása, azaz a fenti igen tág időintervallum szűkítése csupán diszkusszió segítségével tűnik megoldhatónak. Annyi azért előzetesen is sejthető volt, hogy a rövidüléseket kialakító erőhatásoknak jelentős, rövidüléssel vagy takaróképző-

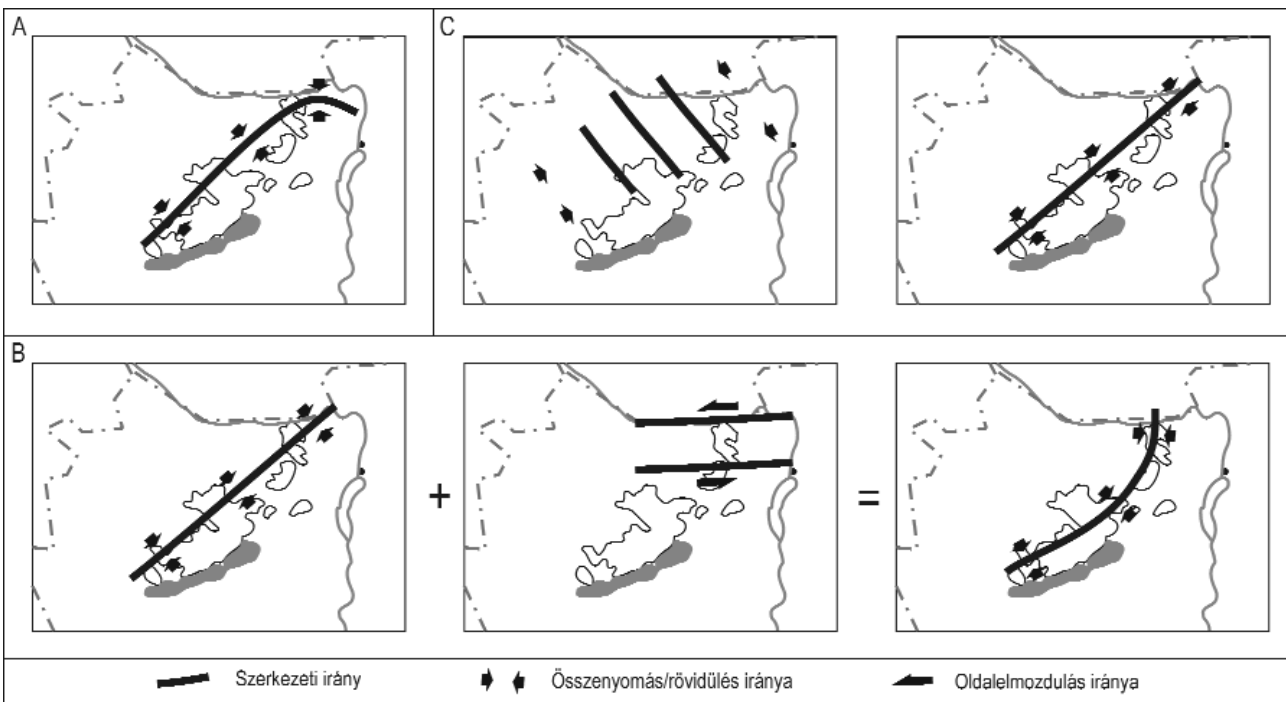
déssel jellemezhető szerkezetalakulási periódushoz kell kapcsolódniuk. RUTTER (1974) munkája alapján redőképződés 3 kilométernél sekélyebben gyakorlatilag nem várható, és a hatékony redőképződés igazi mélysége 5 kilométer alatt keresendő. A kréta időszakban pedig a Gerecseben — például VICZIÁN & KOVÁCS-PÁLFFY (1997) szerint — ezek a betemetődési körülmények akár elő is állhattak. Így további irodalmi adatok (a teljesség igénye nélkül TARI 1994, 1995, továbbá MAROS 1988 és ALBERT 2000) alapján a kréta időszak került a figyelem középpontjába. Egy másik munkában (SASVÁRI 2008) kísérlet történt a Gerecse szerkezetalakulását befolyásoló feszültségviszonyok lehető legalaposabb diszkutálására; így a kiindulási alapot nyújtó számos dolgozat következtetéseit felhasználva kerülhetnek tárgyalásra a redőtengelycsoportok.

A rövidülési irányok eltérése a Dunántúli-középhegység egészéhez képest

Jogosan vetődik fel a kérdés: amennyiben a legjelentősebb, a Dunántúli-középhegység gyűrt szerkezetét kialakító jól dokumentált deformáció ÉNy–DK-i volt a Bakony és valószínűleg az egész Dunántúli-középhegység területén (összefoglalóan BALLA & DUDKO 1989; TARI 1994, 1995), úgy ez az irány a Gerecse esetében miért csak alárendelten jelenik meg, és miért mutatkozik dominánsnak a K–Ny-i irányú rövidülés az elvárható ÉK–DNy-i-hoz képest?

Megjegyzendő, hogy a helyzet nem egyedi: a MAROS (1988) által a Vértesből kimutatott redőket kialakító rövidülés iránya É–D-i, mely szintúgy eltér a Dunántúli-középhegységet ért legjelentősebbnek gondolt rövidülés irányától.

Az első kézenfekvőnek tűnő magyarázatnak a BALLA & DUDKO (1989) munkájában — SCHAFARZIK (1884), FERENCZI (1926), majd az ezeket összegző VÍGH & SZENTESI (1952) megfigyeléseire támaszkodva — bemutatott „szerkezeti hajlat” (14. ábra, A) modellje tűnik. Ennek értelmében a Dunántúli-középhegység keleti részén — a Gerecse, a Pilis és a Budai-hegység területén — a szerkezeti irányokban változás figyelhető meg, mely az általános főirányok „elhajlásában” érhető tetten. Megjegyzendő, hogy a modell alapjául szolgáló észlelések egy része — például FERENCZI (1926) eredményei — a „szerkezeti hajlat” modellje nélkül is értelmezhető. A modellt mint magyarázatot azonban két ok miatt kell jelen esetben elvetni. Egyrészt ez a K–Ny-i irányúba forduló ívelődés (É–D-i rövidülés, 14. ábra, A) pontosan merőleges az uralkodó É–D-i tengelyű redőket kialakító K–Ny-i rövidülési irányra (2., 3. ábra). Ennél fontosabb, hogy — a MÁRTON (1984, 1986, 1998a, b, 1993, 1998), MÁRTON & MÁRTON (1983, 1989), továbbá TÚNYI & MÁRTON (1996) és MÁRTON & FODOR (2003) által bemutatott mérési eredményeket szem előtt tartva — ennyire jelentős szögelfordulás a Dunántúli-középhegység fő tömegét adó Bakony és a Gerecse között nem mutatható ki.



14. ábra. Lehetséges megoldások a kelet-nyugati rövidülési irányok domináns jelenlétére: a Dunántúli-középhegység „szerkezeti hajlata” VÍGH & SZENTESI (1952), illetve BALLA & DUDKO (1989) szerint (A), rövidülési és transzpressziós feszültségtér lineáris kombinációja SANDERSON & MARCHINI (1984) nyomán (B), valamint TARI (1994) és MINDSZENTY et al. flexurális deformációs modellje (C)

Értelmezés és magyarázat a szövegben

Figure 14. Models to explain the presence of the significant E-W shortening directions: the “bending model” of the Transdanubian Range after VÍGH & SZENTESI (1952) and BALLA & DUDKO (1989) (A); linear combination of pure compression with transpressional strike-slip stress field after SANDERSON & MARCHINI (1984) (B) and the flexural deformation model after TARI (1994) and MINDSZENTY et al. (1994) (C)

For explanation see the text

A szerkezetek geometriájában tapasztalható eltérésre magyarázatként szolgálhat a deformációt kialakító feszültségtér inhomogenitása is. Amennyiben a Dunántúli-középhegység főszerkezetét kialakító általános északnyugat–délkeleti rövidülésnek és egy, a Dunántúli-középhegység keleti részén feltételezett oldalelmozdulásos-transzpressziós feszültségtérnek SANDERSON & MARCHINI (1984) szerint vett lineáris kombinációját tekintjük (14. ábra, B), akkor magyarázható lesz a redőtengelyek irányában található eltérés. Megjegyzendő, hogy a fenti modell pusztán elméleti megoldást nyújt, az oldalelmozdulásos komponens jelenlétét semmi nem bizonyítja.

A kelet–nyugati rövidülés hatására kialakult szerkezetek dominanciájára magyarázatként szolgálhat TARI (1994) és MINDSZENTY et al. (1994) flexurális deformációs modellje; ez a deformáció korának értelmezésében is kiváló támpontot ad. A modell szerint az Dunántúli-középhegység területe a Vardar-óceán záródása (a teljesség igénye nélkül RATSCHBACHER 1986, 1987; NEUBAUER 1987, valamint FRITZ 1988, POBER & FAUPL 1988, FAUPL & WAGREICH 1992, CSÁSZÁR & ÁRGYELÁN 1994) során a obdukcióhoz kapcsolható, nagyjából kelet felől nyugat felé vergáló előtéri kiemelkedés volt; a kiemelkedést az obdukálódó vardari ofiolit izosztatikus terhelése okozta. Ezt a deformációs fázist követte a TARI (1994) szerint a Dunántúli-középhegység fő szinklinális-szerkezetének (BALLA & DUDKO 1989, TARI 1994, 1995) kialakulása (14. ábra, C).

A modell értelmében — az apti–albai periódust tekintve — egy korábbi, K(ÉK)–Ny(DNy)-i, és egy későbbi, É(ÉNy)–D(DK)-i irányú deformációval számolhatunk; a deformáció főiránya folyamatosan változhatott a kezdeti és a végállapot között. Ez jól egybecseng TARI (1995), FODOR (1998), ALBERT (2000), MINDSZENTY et al. (2000) valamint SASVÁRI (2008) felismeréseivel. Amennyiben elfogadjuk a flexurális deformáció modelljét, úgy az ÉK–DNy-i rövidülés hatására létrejött ÉNy–DK-i redőtengely-generáció lesz a legidősebb (kora-apti), az ÉNy–DK-i kompresszió hatására kialakult ÉK–DNy-i generáció pedig a legfiatalabb (albai). A K–Ny-i összenyomás hatására kialakult É–D-i redőtengely-generáció kora minden bizonnyal a kezdeti és a végső deformációs állapot közötti helyzetet és kort mutat (apti–albai határ környéke).

R1 csoport, K–Ny-i irányú rövidülés kora

A R1-es csoportba sorolt redőket K–Ny-i irányú rövidülés alakította ki. A csoportba sorolt redőzött képződmények kora igen széles intervallumot ölel át (Dachsteini Mészki Formációtól egészen a Berseki Márga Formációig); ezek alapján a redőződést kialakító esemény kora a Berseki Márga képződését követő, azaz késő-hauterivi utáni (FOGARASI 2001). A redőcsoportot kialakító rövidülés irányával egybevethető feszültségtérrel jó pár dolgozat értelmezéseiben fel lehet lelni; BADA (1994) észlelései, valamint MAROS (1988) és DUDKO (1994) eredményei is alátámasztják a fázis dunántúli-középhegységbeli jelenlétét. BADA (1994) munkájában számszerű adatokat is találunk egy

korai, az R1-es redőcsoportot kialakító rövidüléssel egybevethető irányokra. A dolgozat a lábatlani Berseki-hegyről és szűkebb környékéről négy, kora-krétának datált feszültségtérrel mutat be. Ezek a rövidülési irányok azonosnak mondhatók a jelen munkában ismertetett redők kialakításához szükséges irányokkal, és a feszültségek aránya is markáns rövidüléssel jelleget mutat. A Tatai Mészki Formáció vizsgálata során POCSAI (2003), valamint ennek nyomán POCSAI & CSONTOS (2006) is feltételezett kelet–nyugati irányú deformáció hatására létrejött redőződést. A Bakony területéről ALBERT (2000) dolgozatában találhatunk konkrét redőképződéshez rendelt K(ÉK)–Ny(DNy)-i rövidülési irányokat. Ennek a feszültségtérnek az aktivitását a szerző az apti utánra, az albai üledékciklust megelőzőre (azaz a késő-aptit követő és a középső-albai előtti időszakra) tette. ALBERT (2000) az úrkúti mangánbányából is ismert pontosan É–D-i tengelyirányú redőket; az ezeket kialakító kompressziós hatást már korábban GÉCZY (1968) is felismerte. A redőket itt a gyűretlen Tési Agyagmárga diszkordánsan fedi, így a redőződés középső-albainál fiatalabb. Felhasználva TARI (1994) és MINDSZENTY et al. (1994) fentebb bemutatott flexurális deformációs modelljét, továbbá figyelembe véve TARI (1995), MINDSZENTY et al. (2000) eredményeit, megalapozottan feltételezhető, hogy az R1-es csoportba sorolt redők az ALBERT (2000) által idősebbként aposztrofált redőképződési eseményhez tartoznak. Mindezeket egybevetve a redőződés kora-albainak mondható.

R2 csoport, ÉK–DNy-i irányú rövidülés kora

Az R2-es csoportba sorolt redőket hordozó kőzetek (Pisznicei Mészki és Berseki Márga Formáció) kora alapján a redőződés késő-hauterivi utáinak mondható (FOGARASI 2001). Az R2-es redőtengely-csoport tengelyirányai ÉNy–DK-iek, kialakulásuk egy erre merőleges, ÉK–DNy-i rövidüléshez köthető (3. ábra). BADA (1994) igen részletes munkájában nem találhatók ezzel a csoporttal kapcsolatba hozható megfigyelések; egyes, irányukban hasonló feszültségterek esetén vagy nem vízszintes a maximális főfeszültség (azaz nem a rövidüléssel jelleget az uralkodó), vagy adott esetben a feszültségek irányában nem tükröződik a redőképződéshez elvárható markáns rövidüléssel jelleget. Számos — akár egészen fiatal —, megfelelően tűnő főfeszültségi iránnyal egybe lehet vetni a redőcsoport kialakításához szükséges deformációs irányt (a teljesség igénye nélkül: PALOTÁS 1991 szerint szarmata, KISS et al. 2001 szerint akár kora-pannoniai). Ez esetben azonnal két nehézség merül fel: egyrészt ezek a feszültségterek oldalelmozdulásos jellegűek, a rövidülés markáns jellege a publikált redukáltfeszültség-tenzorértékekben nem jelenik meg. Másrészt az eddigi redőződésről szóló dolgozatok — általános és konkrét geodinamikai megfontolások alapján — kivétel nélkül kréta deformációs kort említenek, így igencsak valószínűtlennek tűnik a jóval fiatalabb redőképződési esemény. ALBERT (2000) munkájában aptira teszi ezeket az északkelet–délnyugati irányú deformáció hatására

kialakult redőket. POCSAI (2003) és POCSAI & CSONTOS (2006) értelmezése szerint az ilyen redők a Tatai Mészki lerakódásával egyidőben (esetleg már a barrémitól kezdődően) is keletkezettek, azaz késő-apti-kora-albai korúak. TARI (1995) és SASVÁRI (2008) alapján is a redőképződés időszakának leginkább az apti mondható.

R3 csoport, ÉNy–DK-i irányú rövidülés

Az R3-as redőcsoport elemeit a Pisznicei Mészki Formáció, a Tölgyhíti Mészki Formáció, a Lókúti Radioarit Formáció, valamint a Berseki–Lábatlani Formáció közeiben lehetett észlelni, így a redőződés kora-apti utáni (FOGARASI 2001). Az R3-as redőtengely-csoport tengelyirányai (3. ábra) gyakorlatilag egybeesnek a Dunántúli-középhegység albaiban (összefoglalóan BALLA & DUDKO 1989; TARI 1994, 1995, illetve CSÁSZÁR & HAAS 1984) kialakult szinklinális szerkezetének irányával. Ezzel az a kézenfekvő megoldás kínálkozik, mely a középhegység leg-szerkezetűbb szerkezetének kialakulásához köti az ÉK–DNY-i tengelyű redők létrejöttét; ami egybevág ALBERT (2000) megfigyeléseivel is. Utóbbi dolgozat szerint a késő-albaiban — az É–D-i tengelyű redők kialakulását követően — tetten érhető egy ÉNy–DK-i irányú rövidülés, mely a Bakony területén redők kialakulásához vezetett. A fenti diszkusszió, valamint SASVÁRI (2008) alapján az R3-as csoportba sorolt redők képződésének korát a késő-albaiba, a középhegység szinklinális szerkezetének kialakulásával azonos időszakra lehet tenni.

Deformációs körülmények

A redőképződés hőmérsékleti (és egyben mélységbeli) körülményeiről RUTTER (1974) dolgozata mutat be adatokat. Ennek értelmében a felszín közelében (mintegy 3 kilométeres mélységig) alapvetően a töréses, nagyjából 3–5 kilométer között a töréses és a képlékeny, 5 kilométer alatt pedig a képlékeny deformációs mechanizmus tekinthető meghatározónak a litoszféralemezek mozgási sebességével összevethető deformációs sebesség esetén. Szintén eltemetett körülményekre enged következtetni a Bersek-hegyen látható igen sűrű behatolási síksereg (10. ábra) megjelenése; a síkok felszíne — feltehetően az azokon található rétegsziliátok megjelenése miatt — selymes fényű. A fentiek alapján nem zárható ki, hogy a deformáció betemetett körülmények között, néhány kilométer mélységben történt meg.

VICZIÁN & KOVÁCS-PÁLFFY (1997) dolgozatukban a Bersek-hegy területéről a kevertrácsú corrensité-szerkezet kialakulásának és a befoglaló környezet diagenezisének hőmérsékletét 120 °C-ra teszik. Amennyiben az agyag-ásvány-tartalom nem másodlagos, azaz nem átöröklött, úgy ez a hőmérsékleti érték a mai Pannon-medencére vonatkozó geotermikus gradiens értékével számolva is minimum 2,5 kilométernyi eltemetettséget jelent. Ehhez hasonló mértékű betemetettséget mutat például MONNIER (1982) dolgozata is a svájci Molassz-medence területéről. Ez a hatás a késő-apti-kora-albai (SZTANÓ 1990a, b, SZTANÓ & BÁLDI-BEKE 1992,

továbbá FOGARASI 2001) Köszörűkőbányai Konglomerátumban nem észlelhető; a szerzők itt jóval sekélyebb betemetődést valószínűsítene.

Magyarázatul szolgálhat az észlelésekre egy eddig ismeretlen, folyamatos kréta–paleocén–eocén rétegsor, mely — néhány kilométeres vastagságot elérve — a középső-eocén legvégére teljesen lepusztult. Ilyen rétegsort egyrészt nem ismerünk, a terület általános geodinamikáját és szerkezetalakulását szem előtt tartva is csupán feltételezhetünk. Ebbe a modellbe nem illeszthető be a Köszörűkőbányai Konglomerátum VICZIÁN & KOVÁCS-PÁLFFY (1997) szerinti sekély betemetődése, így feltételeznünk kellene, hogy a Köszörűkőbányai Konglomerátum vizsgált feltárása csupán a kréta–paleocén–eocén hipotetikus rétegsor lepusztulását követően került a mai helyére. VICZIÁN (1995) jura mészkövek agyagásványait ismertető dolgozatában felhívja a figyelmet a Bakony és a Gerecse jurájának diagenezise közötti eltérésre; ennek értelmében a Gerecse jura képződményei erősebben diagenetizáltak, mely megfigyelés a szerző értelmezése szerint a betemetettségi viszonyok különbözőségével magyarázható.

További adatok figyelembevétele gondolatébresztő lehet. FOGARASI (2001), valamint ennek nyomán FÓZY et al. (2002) dolgozata ismerteti a lábatlani Köszörűkőbánya feltárásában mélyült Lábatlan–36-os fúrás integrált ammónitesz és mészvázú nannoplankton biosztratigráfiáját. A felszínhez legközelebbi, pontosan korolható minta 28,2 méteres mélységből származik, és az NC7a nannoplankton zónába tartozik. Az NC7a nannoplankton-zóna felső határa 119 millió évnél húzható meg. A legfelső 28,2 méterben fellelhető mintákat a szerző (FOGARASI 2001, továbbá FOGARASI in FÓZY et al. 2002) „biosztratigráfiaileg értékelhetetlennek” minősíti. További ismeret, hogy SZTANÓ & BÁLDI-BEKE (1992) eredményeit, továbbá FOGARASI 2001 értelmezéseit figyelembe véve a lábatlani Köszörűkő-bánya konglomerátumának feltárása az NC8-as nannoplankton-zónába tartozik. Ennek a zónának az alsó határa gyakorlatilag azonos az apti-albai határral, így kora maximum 112 millió év.

A fentiek értelmében — folyamatos üledékképződést feltételezve — a Lábatlan–36-os fúrás rétegsorának felső 28,2 métere nagyjából 7 millió év alatt ülepedhetett le. Ez az érték a kompaktiótól eltekintve 0,004 mm/éves szedimentációs rátának adódik. További felismerés, hogy a fúrás 98 és 28,2 méter közötti szakaszát az NC6 nannoplankton-zóna adja (FOGARASI 2001 és FOGARASI in FÓZY et al. 2002); ebben az esetben ennek a 70 méternek a leülepedése mintegy 3,2 millió évet vett igénybe, mely 0,02 mm/éves szedimentációs rátát eredményez. Ez az érték az ötszöröse a legfelső 28,2 méterre számított 0,004 mm/éves maximális szedimentációs rátának. A fúrás felső 28,2 méterére számolt üledékképződési sebesség — figyelembe véve a képződmények leülepedési környezetét (KÁZMÉR 1987, 1988, továbbá SZTANÓ 1990a, b) — igen kicsinek adódik.

A fenti eszmefuttatás eredménye a következő: amennyiben a fúrási rétegsort nem tekintjük folyamatosnak, továbbá a fúrás tetején lévő szedimentációs ráta helyett a mélyebb

szakaszon — az NC6 zónából — számított értéket fogadjuk el, úgy a fúrás legfelső 28,2 méterében — praktikusan a Lábatlani Homokkő Formáció és a Kőszörűkőbányai Konglomerátum Tagozat között — jelentős diszkordancia lehetséges. Ennek hossza számítható is; nagyjából 7,5 millió évnél adódik. Annak ellenére, hogy ezt a diszkordanicát sem SZTANÓ & BÁLDI-BEKE (1992), sem FOGARASI (2001) és FÖZY et al. (2002) nem említik, az általuk mutatott észlelésekkel nem áll ellentétben.

A fenti szórványos adatok nyomán felsejlik a Gerecse területét érintő középső–késő–apti tektonikus betemetettség lehetősége; azonban ismereteink hiányos volta miatt ennek tárgyalása további feltáró munkát igényel.

Regionális kitekintés

A Keleti-Alpok szerkezetalakulásának jelentős eseménye volt a Vardar-medence aptiban bekövetkező záródása. Maga a Gerecse a Vardar záródása során az obdukciós front előterében kialakult előtéri medenceként értelmezhető (CSÁSZÁR & ÁRGYELÁN 1994). A záródási esemény nyomai, valamint az ősföldrajzi viszonyok jól dokumentáltak (elsőként CSÁSZÁR & ÁRGYELÁN 1994, valamint ÁRGYELÁN 1995, 1996, illetve tágabb keretben POBER & FAUPL 1988 és FAUPL & WAGREICH 1992). A Gerecse flis-eredetű üledékének (CSÁSZÁR & HAAS 1979) forrásaként a területtől északnyugatra elhelyezkedő szigetív valószínűsíthető (elsőként BALLA 1981). Ezt a felismerést igen részletesen árnyalja ÁRGYELÁN (1989, 1992, 1993), továbbá CSÁSZÁR & ÁRGYELÁN (1994) dolgozata, bemutatva egy többfázisú kollíziós eseményt és a Vardar-óceán ofiolitjának obdukcióját.

Ezzel az eseménnyel gyakorlatilag egyidős (radiometrikus adatok alapján, KRÁLIK et al. 1987 és FRITZ 1991 szerint) a felső-ausztróalpi takarók nyugatias vergenciájú mozgása a Keleti-Alpok területén (a teljesség igénye nélkül RATSCHBACHER 1986, 1987; NEUBAUER 1987, valamint FRITZ 1988). Az albaiban már változás mutatható ki a Keleti-Alpokból dokumentálható takarós elmozdulások irányában; a mozgás pályája gyakorlatilag észak-északnyugati irányú lesz (példaként RATSCHBACHER 1986, 1987). Ez a szerkezeti lépés — TARI (1995) szerint — azonos lehet a Dunántúli-középhegység szinklinális-szerkezetét kialakító hatással.

Ez az általános ősföldrajzi-geodinamikai kép jó összhangban van a dolgozatban bemutatott legjelentősebb redőképződési esemény korával és a rövidülés hozzávetőleges irányával, valamint a rövidülési irányokban feltételezett változással. Másrészt — geodinamikai okokból — magyarázatul szolgálhat a Bersek-hegyen észlelt sűrű behatolású, rövidüléshez köthető síkseregek jelenlétére is. A

fenti ismereteink erősítik és indokolttá teszik a Gerecse esetleges tektonikus betemetődésének megismerésére irányuló törekvéseket.

Következtetések

— A Gerecse területén számos rövidülés hatására kialakult redő észlelhető.

— A kompressziós mechanizmust réteglap menti karcok, duplex-szerkezetek, elvetett réteghatárok és feltolódásos vetőkarcok igazolják.

— A redőkhöz rendelhető összenyomás földrajzi irány szerinti eloszlásában három csoport — egy jól dokumentálható K–Ny-i, valamint egy-egy gyengébben megjelenő ÉK–DNy-i és ÉNy–DK-i irányú — volt kimutatható.

— A K–Ny-i rövidülés hatására létrejött É–D-i tengelyű redők dominanciája magyarázható a Dunántúli-középhegység flexurális deformációs modelljével.

— A fenti modell támpontot adhat a az É–D-i redő-tengely-generáció korának meghatározásában; ennek alapján ez apti–albainak mondható.

— Diszkusszió alapján az ÉNy–DK-i redőtengely-generáció kora-aptinak, az ÉK–DNy-i pedig albainak adódik.

— A fenti következtetések jó összhangban vannak a terület tágabb környezetéből nyert szerkezetfejlődési és geodinamikai adatokkal.

— A deformáció — figyelembe véve az agyagásvány- és biosztratigráfiai vizsgálatok következtetéseit, a tágabb őskörnyezet szerkezetfejlődéséről rendelkezésünkre álló ismereteket és általános reológiai megfigyelések eredményeit — feltételezhetően több kilométeres mélységben ment végbe.

Köszönetnyilvánítás

Terepi és egyetemi munkáim során állandó segítségem volt témavezetőm, CSONTOS László, aki észrevételeivel és tapasztalatával jelentősen hozzájárult a most közölt adatok és ismeretek összegyűjtéséhez. A terület — és a tágabban vett Dunántúli-középhegység — szerkezetalakulásának megértésében FODOR László nyújtott elvülhetetlen segítséget. Szintén a középhegység szerkezetfejlődésének megismerésében, egyes részletek tisztázásában volt segítségemre KISS Ada. A dolgozat kéziratának átgyűrése során jelentős iránymutatást kaptam lektoraimtól, BADA Gábortól és MAROS Gyulától. Munkámban elengedhetetlen segítséget kaptam BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN Gizellától és SOMFAI Attilától — feltétlen köszönet illeti őket.

Irodalom — References

- ALBERT G. 2000: Az Északi-Bakony gyűrődései. — *Diplomadolgozat, kézirat*, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 89 p.
- ÁRGYELÁN, G. B. 1989: Detrital framework analysis of Lower Cretaceous turbidite sequence of Neszmély–4 borehole (W. Gerecse Mts, Hungary). — *Acta Minerologica Petrographica* **30**, 127–136.
- ÁRGYELÁN, G. B. 1992: Chemical investigations of detrital chromian spinels of Cretaceous clastic formations of Gerecse Mountains, Hungary. — *Terra Nova Abstract* **2**, 3 p.
- ÁRGYELÁN, G. B. 1993: A gerecsei kréta törmelékes összlet petrográfiai és petrológiai vizsgálata (egykori óceáni képződmények rekonstrukciója törmelékes alkotók alapján). — *Doktori dolgozat, kézirat*, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 186 p.
- ÁRGYELÁN, G. B. 1995: A gerecsei kréta törmelékes képződmények petrográfiai és petrológiai vizsgálata. — *Általános Földtani Szemle* **27**, 59–83.
- ÁRGYELÁN, G. B. 1996: Geochemical investigations of detrital chrome spinels as a tool to detect an ophiolitic source area (Gerecse Mountains, Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* **39**, 341–368.
- BADA, G. 1994: A paleofeszültségtér fejlődése a Gerecse hegység és kelet-délkeleti előterének területén. — *Diplomadolgozat, kézirat*, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 137 p.
- BADA, G., KNIBBE, F. L., NAGTEGAAL, J. & NÉMETH, K. 1993: Tertiary evolution of the stress field in the Gerecse Mountains, N. Hungary with implications for the dynamics of the Pannonian Basin. — *Terra Abstracts* **5**, 214.
- BADA, G., FODOR, L., SZÉKELY, B. & TÍMÁR, G. 1996: Tertiary brittle faulting and stress field evolution in the Gerecse Mountains, northern Hungary. — *Tectonophysics* **255**, 269–289.
- BALKAY B. 1955: Különleges kőzetmozgási alakulat. — *Földtani Közlöny* **85/2**, 153–156.
- BALLA Z. 1981: Magyarországi kréta–paleogén képződmények geodinamikai elemzése. — *Általános Földtani Szemle* **16**, 89–144.
- BALLA, Z. & DUDKO, A. 1989: Large-scale Tertiary strike-slip displacements recorded in the structure of the Transdanubian Range. — *Geophysical Transactions* **25/1–2**, 3–63.
- BALLA, Z. & DUDKO, A. 1990: Folded Oligocene beds in Budapest. — *Acta Geologica Hungarica* **33/1–4**, 31–42.
- BÍRÓ I. 2003: A Vértessomló-törésvonal szerkezetföldtani vizsgálata a vértesi Mária-szurdok környékén. — *Diplomadolgozat, kézirat*, ELTE Regionális Földtani Tanszék, 73 p.
- BUDAI T., FODOR L., CSILLAG G. & PIROS O. 2005: A Vértés délkeleti triász vonulatának rétegtani és szerkezeti felépítése. — *MÁFI Évi Jelentése a 2004. évről*, 189–202.
- CZAUNER B., KISS B., OROSZ E. & SÁGI T. 2006: Terepgyakorlati jelentés. — *kézirat*, Általános és Történeti Földtani Tanszék, 66 p.
- CSÁSZÁR, G. & HAAS, J. 1979: Review of the facies and palaeogeography of the Cretaceous in Hungary. — In: WIEDMANN, A. (ed.): *Aspekte der Kreide Europas. IUGS Series A*, **6**, 413–424.
- CSÁSZÁR, G. & HAAS, J. 1984: The Cretaceous in Hungary: a review. — *Acta Geologica Hungarica* **27/3–4**, 417–428.
- CSÁSZÁR, G. & ÁRGYELÁN, G. B. 1994: Stratigraphic and micromineralogic investigations on Cretaceous Formations of the Gerecse Mountains, Hungary and their palaeogeographic implications. — *Cretaceous Research* **15**, 417–434.
- CSÁSZÁR G., GALÁCZ A. & VÖRÖS A. 1998: A gerecsei jura — fácieskérdések, alpi analógiák. — *Földtani Közlöny* **128/2–3**, 397–435.
- DUDKO A. 1994: Jelentés a gerecsei 1993-as évi térképezési terület szerkezeti vizsgálatáról. — *Kézirat*, MÁFI Középhegységi projekt, 58 p.
- EÖTVÖS C., FENYVESI R. & VARGA V. 2002.: Terepgyakorlati jegyzőkönyv, Gerecse. — *Kézirat*, Általános és Történeti Földtani Tanszék, 19 p.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. 1992: Cretaceous flysch and pelagic sequences of the Eastern Alps: correlations, heavy minerals, and paleogeographical implications. — *Cretaceous Research* **13**, 387–403.
- FERENCZI I. 1926: Adatok a Buda-Kovácsi hegység geológiájához. — *Földtani Közlöny* **55**, 196–211.
- FODOR L. & BÍRÓ I. 2004: Sziklás eocén tengerpart a kréta korú Vértessomló-rátolódás mentén (Szarvas-kút, Vértés). — *MÁFI Évi Jelentése a 2002. évről*, 153–162.
- FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYÓRFI, I. & BENKOVICS, L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of palaeostress data. — In: *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. Geological Society Special Publication* **156**, 295–334.
- FOGARASI A. 2001: A Dunántúli-középhegységi alsó-kréta képződmények mészvázú nannoplankton sztratigráfiája. — *Doktori dolgozat, kézirat*, Általános és Történeti Földtani Tanszék, 95 p.
- FÓZY I., FOGARASI A & SZIVES O. 2002: A Lábatlan–36 fúrás felső-barrémi–apti rétegsorának integrált ammonitesz és mészvázú nannoplankton biosztratigráfiája. — *Földtani Közlöny* **132/1**, 45–56.
- FRITZ, H. 1988: Kinematics and geochronology of Early Cretaceous thrusting in the northwestern Paleozoic of Graz (Eastern Alps). — *Geodinamica Acta* **2**, 53–62.
- FRITZ, H. 1991: Stratigraphie, Fazies und Tektonik im nordwestlichen Grazer Paläozoikum (Ostalpen). — *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* **134**, 227–255.
- GÉCZY B. 1968: Felső liász Ammonoideák Úrkútról (Bakony hegység). — *Földtani Közlöny* **98**, 218–266.
- GUZMICS T., HIDAS K. & TÓTH Zs. 2004: Terepgyakorlati jelentés — 6. terület, Csonkás-hegy és környéke. — *Kézirat*, Általános és Történeti Földtani Tanszék, 35 p.
- HENRY, J. 1983: *Méthodes modernes de géologie de terrain: 2/a Manuel d'analyse structurale*. — Édition Technip, Paris, 183 p.
- JÁGER V., TÓTH A. & VADAS Á. 2002: Terepgyakorlati jelentés — 2002. év nyári terepgyakorlat. — *Kézirat*, Általános és Történeti Földtani Tanszék, 19 p.

- KÁZMÉR, M. 1987: A Lower Cretaceous submarine fan sequence in the Gerecse Mts, Hungary. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae sectio geologica* **27**, 101–116.
- KÁZMÉR, M. 1988: Lower Cretaceous facies zones in the Bakony unit of Hungary. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae sectio geologica* **28**, 161–168.
- KISS, A., GELLÉRT, B. & FODOR, L. 2001: Structural history of the Porva basin in the northern Bakony Mts (Western Hungary): implications for the mesozoic and tertiary tectonic evolution of the Transdanubian Range and Pannonian Basin. — *Geologica Carpathica* **52/3**, 183–190.
- KRALIK, M., KRUMM, H. & SCHRAMM, J. 1987: Low grade and very low grade metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Greywacke Zone: Illite-crystallinity data and isotopic ages. — In: FLÜGEL, W. & FAUPL, P. (eds): *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deuticke, Wien, 164–178.
- KUPI L., PART R., & PÉNTEK A. 2004: Terepgyakorlati jelentés — 2004. évi nyári terepgyakorlat a Gerecsében. — *Kézirat*, Általános és Történeti Földtani Tanszék, 55 p.
- LIFFA A. 1907: Geológiai jegyzetek Nyergesujfalu és Neszmély környékéről. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése az 1906. évről*, 148–171.
- MAROS GY. 1988: A Vértes hegységi Vitány-vár környékének tektonikai elemzése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1986. évről*, 295–309.
- MÁRTON E. 1984: A Velencei-hegység magmás kőzeteinek paleomágnesessége. — *Magyar Geofizika* **25**, 48–56.
- MÁRTON, E. 1986: Paleomagnetism and igneous rocks from the Velence Hills and Mecsek Mountains. — *Geophysical Transactions* **32**, 83–145.
- MÁRTON, E. 1993: The itinerary of the Transdanubian Central Range: an assessment of relevant paleomagnetic observations. — *Acta Geologica Hungarica* **37/1–2**, 135–151.
- MÁRTON, E. 1998a: The bending model of the Transdanubian Central Range (Hungary) in the light of Triassic paleomagnetic data. — *Geophysical Journal International* **134**, 625–633.
- MÁRTON, E. & FODOR, L. 2003: Tertiary paleomagnetic results and structural analysis from the Transdanubian Range (Hungary): rotational disintegration of the Alcapa unit. — *Tectonophysics* **363**, 201–224.
- MÁRTON, E. & MÁRTON, P. 1983: A refined apparent polar wander curve for the transdanubian central mountains and its bearing on the mediterranean tectonic history. — *Tectonophysics* **98**, 43–57.
- MÁRTON, E. & MÁRTON, P. 1989: A compilation of paleomagnetic results from Hungary. — *Geophysical Transactions* **35/1–2**, 117–133.
- MINDSZENTY, A., KNAUER, J. & MÁTÉFI-STEFLER, M. 1994: Superimposed paleokarst phenomena in the Halimba basin (South Bakony, Hungary) – The anomaly of a multiple regional unconformity. — *Abstracts IAS 15th Regional Meeting, Ischia, Italy*, p. 285.
- MINDSZENTY A., CSOMA A., TÖRÖK Á., HIPS K. & HERTELENDI E. 2000: Flexura jellegű deformációhoz köthető karsztbauxitszintek a Dunántúli-középhegységben. — *Földtani Közlöny* **131/1–2**, 107–152.
- MONNIER, F. 1982: Thermal diagenesis in the Swiss Molasse basin: implications for oil generation. — *Canadian Journal of Earth Sciences* **19**, 328–342.
- NEUBAUER, F. 1987: The Gurktal thrust system within the Austroalpine region — Some structural and geological aspects. — In: FLÜGEL, W. & FAUPL, P. (eds): *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deuticke, Wien, 226–236.
- PALOTÁS K. 1991: Üledék- és szerkezetföldtani vizsgálatok a Tétényi-fennsíki szarmatában. — *Diplomadolgozat, kézirat*, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 103 p.
- PÁVAI VAJNA F. 1934: Új kőzetelőfordulások a Gellérthegyen és új szerkezeti formák a budai hegyekben. — *Földtani Közlöny* **64/1–3**, 1–11.
- POBER, E. & FAUPL, P. 1988: The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. — *Geologische Rundschau* **77**, 641–670.
- POCSAI T. 2003: A Tatai Mész-kő Formáció bazisképződésének vizsgálata. — *Diplomadolgozat, kézirat*, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 90 p.
- POCSAI, T. & CSONTOS, L. 2006: Late Aptian – Early Albian syn-tectonic facies-pattern of the Tata Limestone Formation (Transdanubian Range, Hungary). — *Geologica Carpathica* **57/1**, 15–27.
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. 1983: *The techniques of modern structural geology — folds and fractures*. — Academic Press, London, 505 p.
- RATSCHBACHER, L. 1986: Kinematics of Austro-Alpine cover nappes: changing translation path due to transpression. — *Tectonophysics* **125**, 335–356.
- RATSCHBACHER, L. 1987: Strain, rotation and translation of Austroalpine nappes. — In: FLÜGEL, W. & FAUPL, P. (eds): *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deuticke, Wien, 237–243.
- RUTTER, E. H. 1974: The influence of temperature, strain-rate and interstitial water in the experimental deformation of calcite rocks. — *Tectonophysics* **22**, 311–334.
- SANDERSON, D. J. & MARCHINI, W. R. D. 1984: Transpression. — *Journal of Structural Geology* **6/5**, 449–458.
- SASVÁRI Á. 2008: A Gerecse feszültségterének fejlődése a Dunántúli-középhegységről készült publikációk tükrében: irodalmi áttekintés. — *Földtani Közlöny* **138/2**, 147–164.
- SCHAFARZIK F. 1884: Jelentés az 1883. nyarán a Pilis hegységben eszközölt földtani részletes felvételről. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1883-ról*, 249–272.
- SZTANÓ O. 1990a: Durvatörmelék üledékek gravitációs tömegmozgásai egy gerecsei alsókréta tengeraltati csatornakitöltő konglomerátum példáján. — *Általános Földtani Szemle* **25**, 337–360.
- SZTANÓ, O. 1990b: Submarine fan-channel conglomerate of Lower Cretaceous, Gerecse Mts., Hungary. — *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* **7**, 431–446.

- SZTANÓ, O. & BÁLDI-BEKE, M. 1992: New data proven Late Aptian – Early Albian age of Kőszörűkőbánya Conglomerate Member, Gerecse Mountains, Hungary. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae sectio geologica* **29**, 155–164.
- TARI, G. 1994: Alpine tectonics of the Pannonian Basin. — *Doktori dolgozat, kézirat*, Rice University, Houston, Texas, 489 p.
- TARI, G. 1995: Eoalpine (Cretaceous) tectonics in the Alpine/Pannonian transition zone. — In: HORVÁTH, F., TARI, G. & BOKOR, Cs. (eds): Extensional collapse of the Alpine orogene any Hydrocarbon prospects in the Basement and Basin fill of the Western Pannonian Basin. *AAPG International Conference and Exhibition, Nice, France, Guidebook to fieldtrip no. 6*, Hungary, 133–155.
- TÚNYI, I. & MARTON, E. 1996: Indications for large Tertiary rotation in the Carpathian – Northern Pannonian region outside the North Hungarian Paleogene Basin. — *Geologica Carpathica* **47**, 43–49.
- VIALON, P., RUHLAND, M. & BRUN, J. P. 1976: Rolling structures at large shear strain. — *Journal of Structural Geology* **9/5–6**, 691–704.
- VICZIÁN, I. 1995: Clay mineralogy of Jurassic carbonate rocks, Central Transdanubia, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **38/3**, 251–268.
- VICZIÁN, I. & KOVÁCS-PÁLFFY, P. 1997: Regularly mixed-layer 14Å clay minerals in marls of a lower Cretaceous clastic sequence, Gerecse Mts., Hungary. — *Geologica Carpathica Series Clays* **6/2**, 97–105.
- VÍGH F. & SZENTRES F. 1952: A dorogi szénmedence hegyszerkezeti és védőréteg viszonyai különös tekintettel a kasztvízvesély elleni védekezésre. — *Bányászati Lapok* **11**, 588–600.

Kézirat beérkezett: 2007. 08. 21.