

550.5

STX

FO

124:2 1994

Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata
Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 124. No. 2.

FODOR László, MAGYARI Árpád, FOGARASI Attila és PALOTÁS Klára

Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén
üledékképződés a Budai-hegységben.
A Budai-vonal új értelmezése

Tertiary tectonics and Late Palaeogene sedimentation
in the Buda Hills, Hungary.
A new interpretation of the Buda Line

Budapest, 1994

Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata
Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 124. No. 2. 1994

Budapest

ISSN 0015-542X

Támogatók – *Sponsors*

Magyar Olaj- és Gázipari Rt., Budapest
Supported by the Hungarian Oil and Gas Co., Budapest

Kőolajkutató Rt., Szolnok
Drilling Contractor and Service Company Szolnok

Rotary Fúrési Rt., Nagykanizsa
Rotary Drilling Co. Ltd., Nagykanizsa

Prímagáz–Hungária Rt., Budapest
Prímagáz Hungária Industrial Commercial Company Ltd., Budapest

Felelős szerkesztő és kiadó
Responsible editor and publisher-in-charge

KECSKEMÉTI Tibor
Elnök — *President*

Szerkesztő — *Editor*

KÁZMÉR Miklós

Szerkesztő bizottság — *Editorial board*

DUDICH Endre, GRESCHIK Gyula, HORVÁTH Ferenc, KASZAP András,
SZEDERKÉNYI Tibor, VÖRÖS Attila

Kérjük, a kéziratokat az alábbi címre küldjék
Please, send manuscripts to
Magyarhoni Földtani Társulat, 1027 Budapest, Fő u. 68.

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in *GeoRef* (Washington), *Pascal Folio* (Orleans), *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie* (Stuttgart), *Referativny Zhurnal* (Moscow) and *Geológiai és Geofizikai Szakirodalmi Tájékoztató* (Budapest).

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (máshol még meg nem jelent) közleményeket fogad el. Előzetes megbeszélés alapján összefoglaló jellegű cikkek is beküldhetők.

A következő műfajokban várunk kéziratokat: értekezések, rövid közlemények, vitairat (a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be; a szerző lehetőséget kap, hogy válaszát a vitacikkkel együtt jelentesse meg), hosszabb tanulmányok (szükséges a szerkesztőbizottsággal való előzetes egyeztetés), könyvkritika.

A folyóirat nyelve a magyar és az angol. A kézirat csak magyar nyelven is beküldhető. Az elfogadott kézirat angol változatának elkészítése a szerző feladata. Ennek terjedelméről a lektorok véleménye alapján a szerkesztőbizottság dönt.

(Folytatás a borító 3. oldalán)

Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai-vonal új értelmezése

Tertiary tectonics and Late Palaeogene sedimentation
in the Buda Hills, Hungary.
A new interpretation of the Buda Line

FODOR László¹, MAGYARI Árpád², FOGARASI Attila² és PALOTÁS Klára³

(63 ábra, 1 táblázat, 25 fényképtábla és 1 térképmelléklet)

Abstract	130
Összefoglalás	131
1. Bevezetés. – FODOR László	132
1.1. A Budai-vonal fogalma.	132
1.2. Vizsgálati módszerek.	137
2. Részletes vizsgálatok	
2.1. Egy tipikus felső-eocén rétegsor a Martinovics-hegyen. – FOGARASI Attila	142
2.2. Felső-eocén mészkövek deformációja. – FODOR László és FOGARASI Attila	150
2.3. Késő-eocén transzpresszió a Budaörsi-hegyekben. – MAGYARI Árpád	155
2.4. Szinszediment eltolódás, felboltozódás a János-hegy–Tündér-hegyszelvényében. – MAGYARI Árpád és FODOR László	174
2.5. Feltolódások a Kecse-hegyen. – PALOTÁS Klára és FODOR László	185
2.6. Késő eocén szinszediment vető a Mátyás-hegyen. – FODOR László	190
2.7. Eltolódásos zóna Csillaghegy–Üröm területén. – FODOR László	194
2.8. Szinszediment tektonikai jelenségek a Tétényi-fennsík szarmatájában. – PALOTÁS Klára	207
3. A tektonikai és szedimentológiai vizsgálatok összegzése. – FODOR László, MAGYARI Árpád és FOGARASI Attila	211
3.1. A Budai-hegység szerkezetének elemzése	211
3.2. A késő eocén és kora oligocén tektonika és üledékképződés kapcsolata	224

¹Eötvös Loránd Tudományegyetem, Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, H–1088 Budapest, Múzeum krt. 4/a.

²Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Történeti Földtani Tanszék, H–1088 Budapest, Múzeum krt. 4/a.

³Eötvös Loránd Tudományegyetem, Regionális Földtani Tanszék, H–1442 Budapest, Stefánia út 14.

4. A Budai-vonal új értelmezése. – FODOR László	233
4.1. A Budai-vonal a paleogén folyamán	233
4.2. Kréta szerkezetalakulás, triász fácieszónák és a Budai-vonal	233
4.3. A budai szerkezetek nagytektonikai jelentősége	236
5. Következtetések. – FODOR László, MAGYARI Árpád, FOGARASI Attila és PALOTÁS Klára	237
English summary	240
Irodalom	249
Fényképtáblák	256

Abstract

During the Middle Eocene–Early Miocene period the NNE–SSW trending Buda Line (Buda Zone) was the most important paleogeographical boundary in the Buda region. The nature of this boundary was determined by structural geological and sedimentological analyses.

In the Buda Mountains three tectonic phases can be clearly distinguished in the Cretaceous–Tertiary period and one is also probable in the Quarternary.

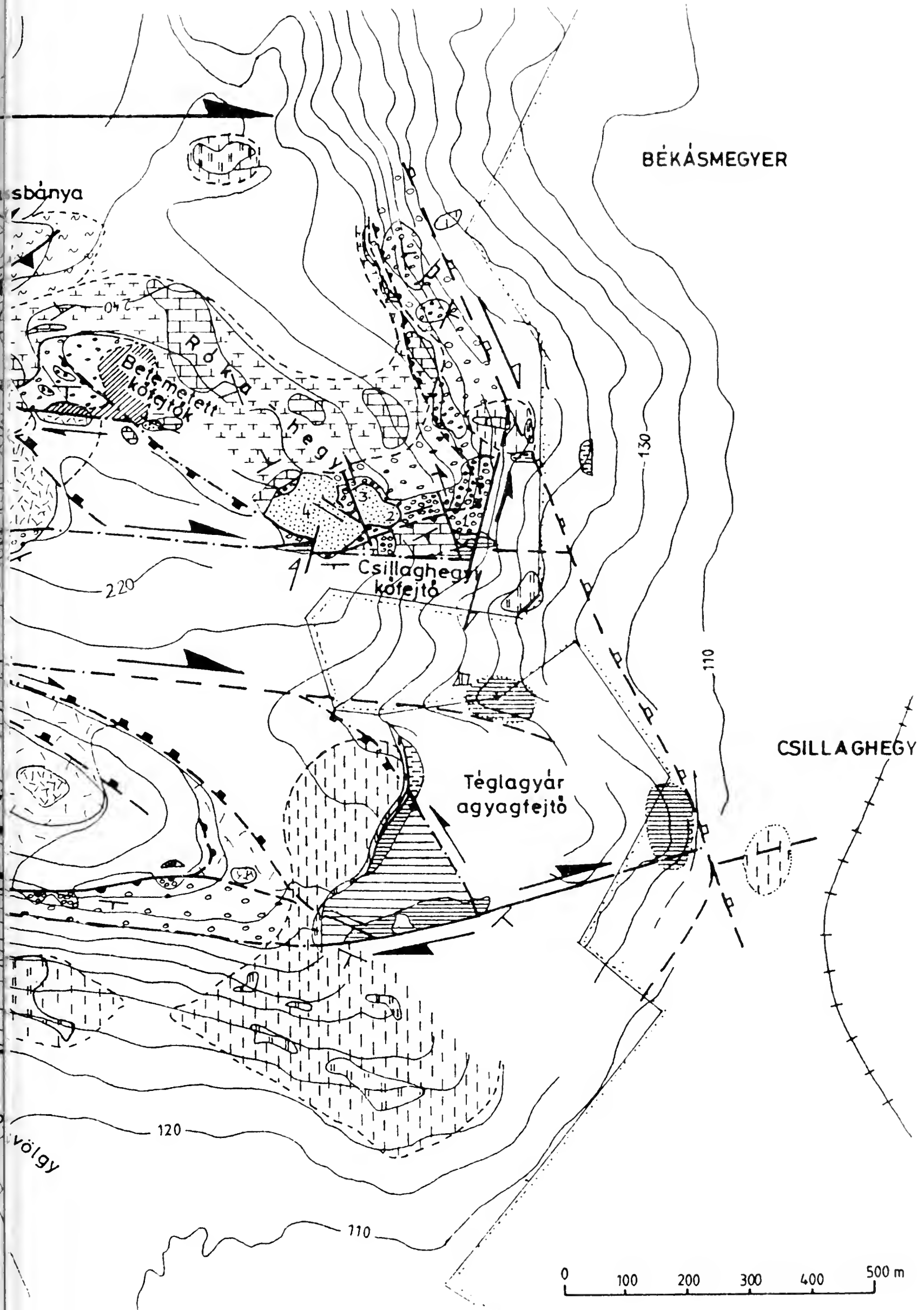
During the Cretaceous NE–SW directed compression induced small folds and reverse faults. The Middle Eocene–Early Miocene sedimentation was controlled by a stress field displaying WNW–ESE–NW–SE compression and NE–SW extension. During this phase two E–W oriented dextral strike slip zones were formed: 1. between Budaörs and the Gellért Hill in the southern part, 2. between Nagykovácsi and Csillaghegy in the northern part of the Buda Mountains. Displacement between these zones was accommodated by NNE–SSW trending antiforms and SE verging flexures. These were connected via minor strike slip faults. By the end of this phase movement along NW–SE oriented normal faults became more dominant. Finally, in the Late Miocene a NW–SE extensional stress field dominated.

It is suggested that in the core of the antiforms blind reverse faults dipping to the NW are present, which may have merged to a subhorizontal detachment surface. These reverse faults determined a blind imbricated zone. There is a gradual increase in the height of the folds to the NW. The hinge zone of the highest antiform (János Hill) corresponds to the paleogeographical boundary, called Buda Zone. So the Buda Line, as a fracture zone does not appear on the surface, but it can be identified as a blind reverse fault in the core of an antiform.

Late Eocene sediments were deposited by different gravity flows which refer to tectonic instability and in some cases mass movement was triggered by earthquakes. The redeposition took place on paleoslopes which were the flanks of antiforms. The Buda Slope extended from the János Hill to the Gellért Hill. The small-scale paleoslopes mark the top of the imbricated zone as its geomorphological equivalent. The bathyal basin can be suspected in the SE, under the Pest side. The topmost part of the antiforms in the northwestern area remained close to the sea level, thus shallow marine sedimentation took place and karstification.

In the Early Oligocene the area NW of the Buda Line was uplifted and eroded while to the SE shallow bathyal clay deposited under anoxic conditions. In the Late Kiscellian the János Hill Antiform, as a submarine barrier, isolated the NW shallow marine part from the SE bathyal parts of the sedimentary basin. Currents flowing along the barrier from NE to SW brought the Hárshegy Sandstone to its depositional site. The continuing tectonical activity and the steepening of the paleoslopes are indicated by thin intercalations of sandy-pebbly layers in the bathyal clay.

The stress field changed in the Middle Miocene (Middle Badenian). As the result of an E–W to SE–NW directed tension the former fractures reactivated as normal or oblique faults and new



BÉKÁSMEGYER

Bánya

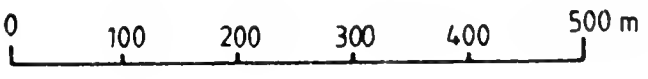
Bétemeletű kőfejtők

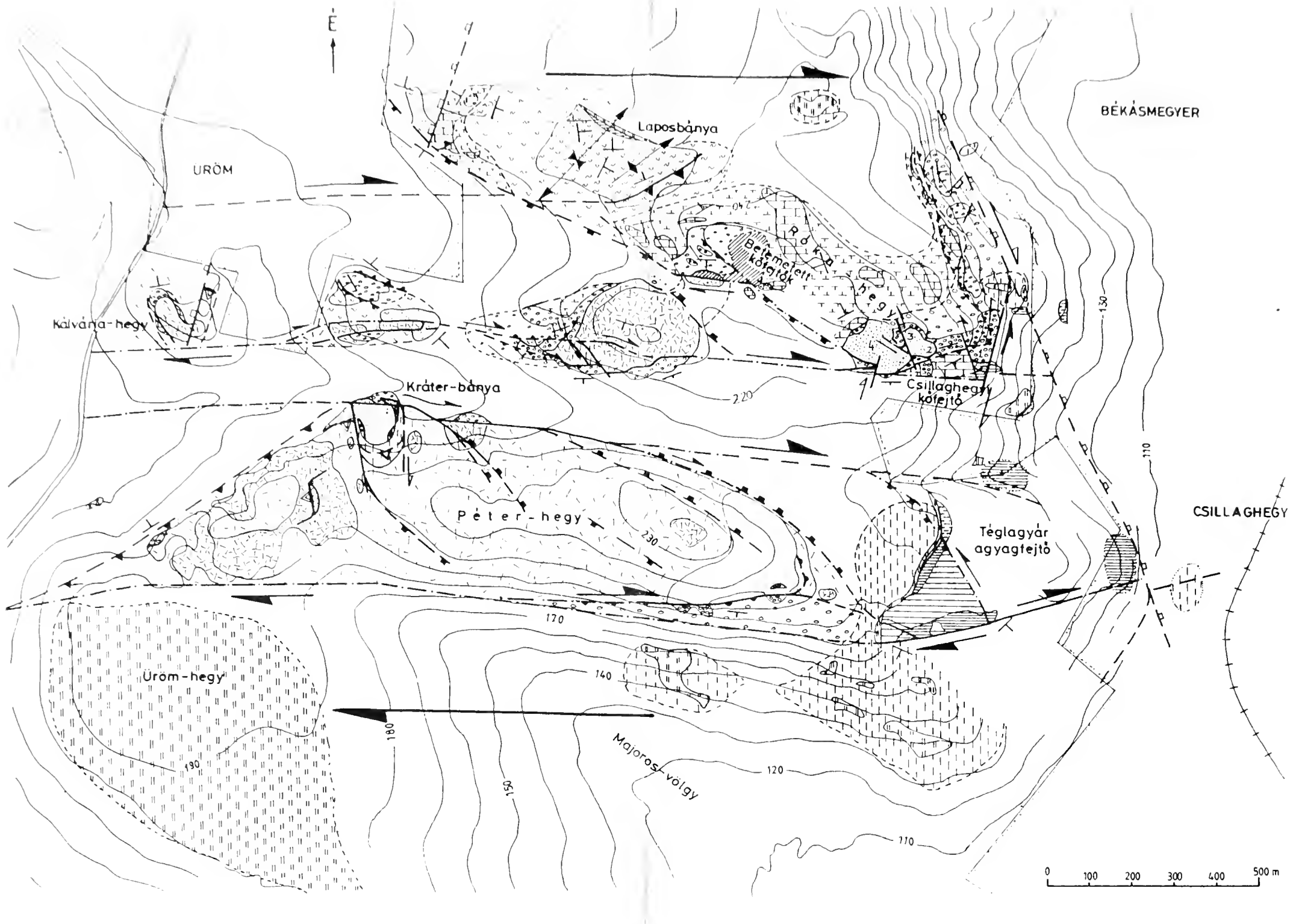
Csillaghegy kőfejtő

Téglaár agyagfejtő

CSILLAGHEGY

völgy





JELKULCS A MELLÉKLETHEZ
Legend of the supplement

Képződmények szalban / törmelékben
Outcrops, debris



Alluvium / lejtőtörmelék
Alluvium, slope debris



Edesvízi mészkő, lösz
Freshwater limestone, loess



Kiseelli Agvag
Kiscell Clay



Tardi Agvag
Tard Clay



Budai Márka, mészhomokkő, homokos (bryozoás) marga
Buda Marl, calarenite, sandy (bryozoa) marl



Szépvölgyi Mészkő
Szépvölgy Limestone



Kavicsos, homokos mészkő, konglomerátum, breccsa, homokkő, aleurolit
Pebbly, sandy limestone, conglomerate, breccia, sandstone, siltstone



Breccás mészkő (Dachsteini Mészkő)
Brecciated limestone (Dachstein Limestone)



Dolomitos mészkő (Földolomit és Dachsteini Mészkő átmeneti tagozata)
Dolomitic limestone (transition between Dachstein Limestone and Main Dolomite)
Dolomit (Földolomit)
Dolomite (Main Dolomite)

NEGVEDKOR
QUATERNARY

ALSÓ-OLIGOCÉN
LOWER OLIGOCENE

FELSŐ-EOCÉN
UPPER EOCENE

FELSŐ-TRIÁSZ
UPPER TRIASSIC

Szálfeltárás/ feltöltéssel fedett régi feltárás
Outcrop/ old outcrop covered by rubbish

Képződményhatár (észlelt / feltételezett)
Boundary of formations (observed/supposed)

Észlelt vető
Observed fault

Negyedkori képződményekkel fedett vető
Fault covered by Quaternary

Szerkezetiileg megszabott eocén lejtő
Tectonically controlled Eocene slope

Csapásirány és dőlésirány
Strike and dip direction

0 - 10

10 - 35

35 - 65

65 - 90

Feltételezett vető
Supposed fault

Balos eltolódás
Sinistral strike slip fault

Jobbos eltolódás
Dextral strike-slip fault

Feltolódás, flexúra
Reverse fault, flexure

Normálvető
Normal fault

Balos eltolódás
Sinistral strike slip fault

Jobbos eltolódás
Dextral strike-slip fault

Normálvető
Normal fault

Feltételezett feltolódás
Supposed reverse fault

Bééptett terület határa
Boundary of inhabited area

Makro-/ mikroméretben
Macro-/ micro-scale

Késő-eocén - korai miocén
Late Eocene - Early Miocene

Makro-/ mikroméretben
Macro-/ micro-scale

Középső miocén - Pliocén
Middle Miocene - Pliocene

Kréta (?)
Cretaceous (?)

I. melléklet - Supplement I

FODOR László

Eltolódásos zóna Csillaghegy-Úrók területén
Wrench faulting zone at Csillaghegy-Úrók

NE-SW normal faults appeared. These faults could have controlled the position of the Sarmatian basin margin and may also have influenced the direction of migration of calcarenite sand dunes in the Tétény Plateau. At the same time the dextral character of the Budaörs Zone probably changed to sinistral. It is possible that during the Quaternary due to the NE-SW tensional phase some of the NW-SE normal faults were reactivated.

The present structural analysis does not support the idea that the Buda Line was a megastructure or a strike slip fault during the Palaeogene. On the other hand both the Nagykovácsi-Csillaghegy and the Budaörs dextral strike slip zones can be traced further to the W-SW within and along the margin of the Bakony Unit. The former acts as the southern marginal fault of the Mány-Nagyegyháza basins, the latter can be continued towards a strike slip fault running NW of the Velence Mountains and the Lake Balaton. These faults are at small angles to the SE margin of the Bakony and the North Pannonian Units pointing to its dextral character. The above data in the Buda Mountains clearly indicate that this dextral fault definitely worked in the Late Eocene and its movement can be already presumed in the Middle Eocene.

Key words: Buda Line, Palaeogene, tectonics, compression, strike slip fault, sedimentology, breccia, limestone

Összefoglalás

A Budai-vonal, illetve Budai-zóna olyan ÉÉK-DDNy-i csapású képződményhatár, amely a középső-eocéntól a korai miocénig a Budai-hegység legfontosabb paleogeográfiai választóvonalává vált. Szerkezetföldtani, szedimentológiai vizsgálatokkal meghatároztuk e képződményhatár tektonikai jellegét oly módon, hogy körvonalaztuk a hegység szerkezetfejlődését, ezen belül a kérdéses korra részletes szerkezetelemzést végeztünk, valamint tisztáztuk a zónának a késő-eocén–korai oligocén üledékképződésben betöltött szerepét.

Három, kréta–kainozoós tektonikai fázist mutattunk ki és gyanítható egy negyedik is. A kréta során, ÉK-DNy-i kompresszió hatására enyhe redők, feltolódások jöttek létre. A középső-eocén–korai miocén üledékképződés egy NyÉNy-KDK-ÉNy-DK-i kompresszióval és ezen irányokra merőleges tenzióval jellemzett eltolódásos feszültségtérben zajlott le. E fázisban két, K-Ny-i csapású, jobbos eltolódásos zóna jött létre, Budaörs és a Gellérthegegy, ill. Nagykovácsi és Csillaghegy között (Budaörsi eltolódásos zóna, Csillaghegyi eltolódásos zóna). A két zóna között, az eltolódás kompenzálására antiformok és DK-i vergenciájú flexúrák alakultak ki, amelyeket kisebb eltolódások kapcsolnak össze. Ugyanakkor e fázis végén erőteljesebbé vált az ÉNy-DK-i irányú normálvetők mozgása.

A redők magjában DK-i vergenciájú, vak feltolódások gyaníthatók, amelyek esetleg egy szubhorizontális lenyíródási felszínbe simulnak bele. Ezek a feltolódások egy eltemetett pikkelyzónát határoznak meg. A redők magassága ÉNy felé növekszik. A legmagasabb, János-hegyi-antiform csuklózónája megegyezik a paleogén fácieshatárral, azaz a Budai-zónával. A Budai-vonal, mint törés a felszínen nem jelenik meg, hanem az antiform magjában feltételezett vak feltolódással azonosítható.

A késő-eocén üledékek gravitációs tömegmozgással halmozódtak át, ez tektonikai instabilitásra, esetenként földrengésre utal. Az eocén korú áthalmozás lejtőkön ment végbe, amelyek az antiformok, flexúrák szárnyán helyezkedtek el. Ezen kisebb lejtők egy összetett nagyobb lejtőt, a Budai-lejtőt alkotják, amely a János-hegytől a Gellérthegegyig tart és amely tulajdonképpen a pikkelyzónát fedi, annak geomorfológiai megfelelője. A mélyebb medence ezen peremi lejtőtől DK-re, Pest alatt sejthető. A legmagasabb antiformok tetőzónája és az ÉNy-i terület a tengerszint közelében maradt, így ott végig sekélytengeri üledékképződés, sőt lokális kiemelkedés, karsztosodás történt. A korai oligocénben a Budai-vonaltól, vagyis a János-hegyi antiformtól ÉNy-ra hosszabb kiemelkedés és erózió zajlott, míg DK-re anoxikus környezetben

sekélybatiális agyag képződése folyt. A késő-kiscelli során a János-hegyi antiform tengeralatti gátként teljesen elszigetelte az ÉNy-i sekélytengeri és DK-i mélytengeri üledékgyűjtőt. A gát menti áramlások sodorták ÉK-ról a hárshegyi homok-kavicsösszlet anyagát lerakódási helyére. A folytatódó tektonikai aktivitást, az őssejtők magasodását az agyagösszletek vékony homok-kavics betelepülései jelzik.

A középső-miocénben (középső-bádeniben) megváltozott a feszültségtér. K-Ny-DK-ÉNy-i tenzió hatására a korábbi vetők normál vagy normál-ferde mozgással felújultak ill. új, ÉK-DNy-i irányú normálvetők keletkeztek. E vetők befolyásolhatták a Tétényi-fennsík szarmata mészhomokkő-dűnéinek mozgását, ill. a medence peremének kialakulását. Valószínű, hogy a Budaörsi eltolódásos zóna jellege jobbosról balosra változott. Lehetséges, hogy a negyedkorban egy ismételt ÉK-DNy-i tenzió hatására néhány ÉNy-DK-i csapású normálvető reaktiválódott.

A budai szerkezetelemzés nem támasztja alá, hogy a Budai-vonal a paleogén folyamán nagyszerkezeti választóvonal vagy jelentős oldaleltolódás helye lett volna. Ezzel szemben mind a Nagykovácsi-Csillaghegyi, mind a Budaörsi jobbos eltolódásos zóna tovább követhető Ny-i, DNy-i irányban a Bakony tektonikai egységen belül illetve annak peremén. Előbbi a Mányi-, Nagyegyházi-medencék D-i peremtörését alkotja, utóbbi a Velencei-hegységtől ÉNy-ra húzódó, majd a Balatontól D-re kanyarodó eltolódásban folytatódik. Ezen törések kis szöget zárnak be a Bakony, ill. az Észak-Pannon-egység DK-i peremével, így további bizonyítékokat szolgáltatnak annak jobbos jellegére vonatkozóan. A budai-hegységi adatok szerint e jobbos mozgás a késő-eocénben már biztosan, a középső-eocénben feltételezhetően végbement.

1. Bevezetés

FODOR László

Jelen tanulmány a Budai-vonal létezésének, szerkezeti jelentőségének problémaköréből nőtt ki. Vizsgálataink során kiderült, hogy a vonal értelmezése nem oldható meg a szűkebb környezet, hanem csak az egész hegység figyelembevételével. A szerkezeti probléma üledékföldtani megközelítéssel való összekapcsolása szintén kézenfekvő volt, annál is inkább, mivel ilyen irányú korábbi vizsgálatainkra építhettünk. Ugyanakkor nem állt módunkban minden egyes részterület vizsgálata, vagy például egy egységes új térkép elkészítése. Így a fontosabbnak ítélt területeket részletesen tanulmányoztuk, míg másokat kevésbé vagy egyáltalán nem. Az elkészült rész-tanulmányok közötti többé-kevésbé szoros összefüggést a közös bevezetés, összefoglalás és az eredményeket elemző fejezet biztosítja. Meghagytuk az elkészült munkák önállóságát, önálló eredményeit és az azokért vállalt felelősséget.

1.1. A Budai-vonal fogalma

A Budai-hegység legkorábbi kutatói felismerték, hogy a paleogén képződmények két, élesen eltérő ősföldrajzi egységben jelennek meg, azaz a Hárshegyi Homokkő csak a hegység Ny-i oldalán, a Budai Marga viszont csak annak K-i felén található meg (HOFMANN, 1871; FERENCZI, 1925; HORUSITZKY, 1943; SCHRÉTER és társai 1958). A két területen megjelenő, felső-eocén és alsó-oligocén képződmények pontosabb korát, egymáshoz való időbeni viszonyát azonban bizonytalanság övezte (a Hárshegyi

Homokkővet pl. a Budai Márgával és a Tardi Agyaggal is korrelálták: HOFMANN, 1871; HORUSITZKY, 1943). Ez a bizonytalanság annak ellenére alakult ki, hogy FERENCZI (1925) és TELEGDI-ROTH (1923) helyesen mutatott rá a Kiscelli Agyag aljának és a Hárshegyi Homokkőnek egykorúságára. Ők azonban részletes rétegtani bizonyítékokat nem adtak.

Kérdés maradt tehát, mi az a két ősföldrajzi terület, amelyet egy fontos határ elválaszt? Ráadásul az ősföldrajzi határ meghatározása sem tekinthető pontosnak, hiszen azt térképen nem ábrázolták, szövegben is csak hozzávetőlegesen definiálták.

Az ősföldrajzi képet illetően az „áttörést” az jelentette, amikor BÁLDI-BEKE (1972), BODA és MONOSTORI (1972) BÁLDI és társai (1976a–b, 1978, 1983, 1984) meghatározták, majd BÁLDI (1983, 1986), NAGYMAROSY és BÁLDI-BEKE (1988) tovább finomították a Budai Márga, a Tardi Agyag, a Kiscelli Agyag és a Hárshegyi Homokkő korát. A valódi heteropikus késő-kiscelli őskörnyezetek térképi elterjedését így először BÁLDI és társai (1976a) ábrázolták. Észrevették, hogy a Hárshegyi Homokkő elterjedésének K-i, illetve a vastag, „típusos” Kiscelli Agyag megjelenésének Ny-i határa nagyjából egybeesik az ún. Budai-vonallal. Utóbbit BÁLDI és NAGYMAROSY (1976) definiálta, eredeti meghatározása szerint a Hárshegyi Homokkő kovásodásának K-i határa (1–2. ábra). A rétegtani és ősföldrajzi megállapítások fényében bebizonyosodott, hogy a Budai-vonal megegyezik a keresett, fontos ősföldrajzi határ térképi vetületével.

Tovább bogozva a sztratigráfia és ősföldrajz szálait, BÁLDI (1983) — SCHRÉTER és társai (1958) nyomdokain járva — felismerte, hogy a Tardi Agyag csak a vonaltól K-re fordul elő (1. ábra). A vonaltól K-re az eocén (legkorábbi kiscelli?) Budai Márga üledékfolytonosan megy át a Tardi Agyagba. A Tardi Agyag kora az említett őslénytani vizsgálatok alapján kora-kiscelli. E képződmény ugyancsak folytonosan késő-kiscelli korú Kiscelli Agyagba megy át (4. ábra).

Mivel a Hárshegyi Homokkő az eocén vagy triász képződményekre települ, így a Budai-vonaltól Ny-ra — szemben a K-i oldal folytonos rétegsorával — üledékhézag bizonyítható a kora-kiscelliben (3. ábra). Ily módon a Budai-vonal az infraoligocén denudációval érintett Telegdi-Roth hátság (GIDAI, 1971; KORPÁS, 1981) K-i szegélyének adódik (1. ábra), hasonlóan ahhoz, ahogy ezt TELEGDI-ROTH (1923) és FERENCZI (1925) megsejtették. Pontos biosztratigráfiai adatok alapján ma már valószínűsíthetjük, hogy a Hárshegyi Homokkő legalja és a Tardi Agyag legteteje egykorúak (BÁLDI, 1983; NAGYMAROSY és BÁLDI-BEKE, 1988), ez azonban nem módosítja lényegesen az üledékhézag időtartamát és a két terület eltérő fejlődéstörténetének tényét.

A Budai-vonal definíciója, kora-oligocén ősföldrajzi határként való értékelése után hamarosan kiderült, hogy más, eltérő korú, korábban megsejtett ősföldrajzi határok is a definiált vonalhoz illeszkednek. BÁLDI és BÁLDI-BEKE (1985), NAGYMAROSY (*in* FODOR és társai, 1991c) megállapítja, hogy a felső-oligocén, litorális-neritikus Törökbálinti Homokkő a vonal Ny-i felén lényegesen vastagabb, mint keleten, ahol viszont vastag, mélyebbvízi környezetben keletkezett pelites összlet (Szécsényi Slír?) váltja fel. BÁLDI (1979, 1983) BÁLDI és BÁLDI-BEKE (1985) kimutatta, hogy az alsó-miocén (eggenburgi) Budafoki Homok Ny-i elterjedése nem lépi át a Budai-vonalat, amely így egybeeshet a partközeli képződmény eredeti elterjedésének határával.

HOFMANN (1871), TELEGDI-ROTH (1923), FERENCZI (1925), SCHRÉTER és társai (1958) már felismerik a Budai Márga hiányát a hegység Ny-i részén; az elterjedés határa a Budai-vonaltól 0,1-1 km-re Ny-ra húzódik (1., 3. ábra). Ez a hasonlóság

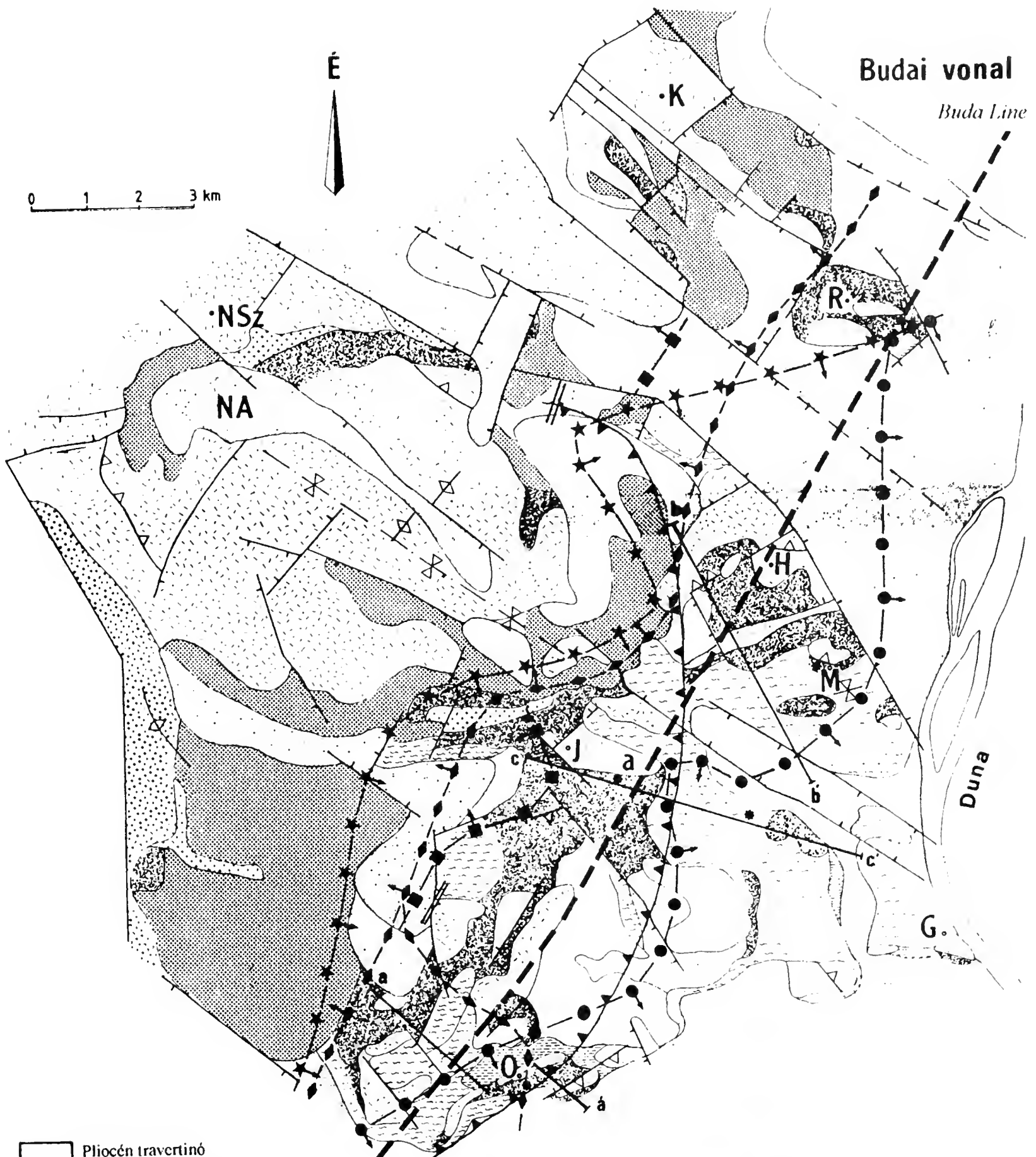
valószínűsíti, hogy a vonal már a késő-eocénben is fontos szerepet játszott (FODOR és KÁZMÉR, 1989; FODOR és társai, 1991c).

FERENCZI (1925), SCHRETER és társai (1958), több-kevesebb pontossággal (a majdan definiálandó) Budai-vonal környezetében húzzák meg a középső-eocén üledékek elterjedésének K-i határát. A térképi egyezés FODOR és társai (1991c) szerint is szembetűnő, még akkor is, ha egyes üledékek (breccsák, konglomerátumok) kora helyenként kérdőjeles és pl. VIGH és HORUSITZKY (1940) a vonal K-i oldaláról is említ ilyen kérdésesen középső-eocén üledékeket (1. ábra).

HORUSITZKY (1943, 1961) felismerni vélte, hogy a Budai-hegység területén a triászban két fácieszóna lelhető fel, melyeket egymástól egy nagyjából É-D-i csapású szerkezeti vonal választ el egymástól (1. ábra). A nyugati, Pilis-Kovácsi-egységben a felső-triászt a karni korú raibli márga, Fődolomit, nóri Dachsteini Mész-kő rétegsora képviseli, a keleti Budai-egységben a felső-triászban raibli márga, tűzköves és tűzkömentes dolomit képződött, amely részben vagy egészében helyettesíti a Fődolomitot és a Dachsteini Mész-követ (VIGH, 1934). HORUSITZKY helyesen mutatott rá a paleogén fáciesek különbségeire ennek a feltételezett vonalnak a mentén, noha ő a Hárshegyi Homokkővet és a Tardi Agyagot még egykorú, egymást térben kiegészítő fácieseknek hitte. A két ősföldrajzi határ kombinálásával állította fel takarós elméletét, mely szerint a Pilis-Kovácsi egység a Budaira tolódott volna a paleogén folyamán.

BÁLDI és NAGYMAROSY (1976) a Budai-vonal definiálásán kívül, attól Ny-ra kijelölnek egy zónát is, amelyet Budai-zónának nevezhetünk (2. ábra). Ez egy olyan, 5–20 km szélességű öv, amelyben a Hárshegyi Homokkő kovásodása igen erőteljes, tőle Ny-ra viszont jelentősen gyengül, ill. meg sem jelenik. Ebben a zónában a kovásodás mellett kalcedontelések is megfigyelhetők. Utóbbiak, ill. a kovásodás jellege, a mellékkőzetre gyakorolt hatása arra vezette a szerzőket, hogy azt hidrotermákkal (utóvulkáni működéssel) hozzák kapcsolatba. SCHERF (1922) és FEKETE (1935) nyomdokain haladva mutattak rá arra, hogy a Hárshegyi Homokkővet ért hidrotermális hatások a Kiscelli Agyag és a Törökbálinti Homokkő lerakódása előtt következtek be, mivel az utóbbit már nem érte hidrotermális elváltozás. Ezek szerint az utóvulkáni működés ideje — késő-kiscelli — egybeesik a vonal paleogeográfiai „aktivitásának” idejével, így a jelenségek között összefüggés tételezhető fel.

1. ábra. A Budai-vonal, késő-triász és késő-paleogén fácieszónák, ill. mai elterjedési határok a Budai-hegységben (FODOR és társai, 1991c után). Alaptérkép WEIN (1977) után egyszerűsítve. **a-a**, **b-b**, **c-c** szelvényeket a 27., 43. és 60. ábrák mutatják be. Hegyek; **G**: Gellért; **H**: Hármashatár-; **J**: János-; **K**: Nagy-Kevély; **M**: Mátyás-hegy; **NSz**: Nagy-Szénás; **O**: Odvas-hegy; **R**: Róka-hegy, **NA**: Nagykovácsi-medence.
Fig. 1. Position of the Buda Line and the Late Triassic and Late Palaeogene facies zones in the Buda Mountains (after FODOR et al, 1991c). Base map simplified after WEIN (1977). a-a, b-b, c-c sections are shown in Figs. 27., 43., 60. Hills; G: Gellért; H: Hármashatár; J: János; K: Nagy-Kevély; M: Mátyás; NSz: Nagy-Szénás; O: Odvas; R: Róka Hill, NA: Nagykovácsi Basin.



- | | | | | | |
|--|---|--|---|--|---|
| | Pliocén travertínó és homok
<i>Pliocene travertine and sand</i> | | Alsóoligocén Hárshegyi Homokkő
<i>Early Oligocene Hárshegy Sandstone</i> | | Felsőeocén mészkő, homokkő, konglomerátum
<i>Late Eocene limestone, sandstone and onglomerate</i> |
| | Középsőmiocén mészkövek
<i>Middle Miocene limestones</i> | | Alsóoligocén Tardi Agyag
<i>Early Oligocene Tard Clay</i> | | Középsőeocén
<i>Middle Eocene</i> |
| | Felsőoligocén homokkő
<i>Late Oligocene sandstone</i> | | Felsőeocén Budai Márga
<i>Late Eocene Buda Marl</i> | | Triász aljzat
<i>Triassic basement</i> |
| | Alsóoligocén Kiscelli Agyag
<i>Early Oligocene Kiscell Clay</i> | | A tüzkes karni képződmények Ny-i elterjedési határa
<i>Western boundary of the Karnian cherty beds</i> | | A Hárshegyi Homokkő K-i elterjedési határa
<i>Eastern boundary of the Hárshegy Sandstone</i> |
| | A középsőeocén képződmények K-i elterjedési határa
<i>Eastern boundary of the Middle Eocene beds</i> | | A Budai Márga elterjedésének Ny-i határa
<i>Western boundary of the Buda Marl</i> | | A Pilis-Kovácsi egység rátolódásának vonala Horusitzky (1943) alapján
<i>Thrust boundary of the Pilis-Kovácsi Unit after Horusitzky (1943)</i> |
| | A Tardi Agyag elterjedésének Ny-i határa
<i>Western boundary of the Tard Clay</i> | | | | |



0 10 20 km

2. ábra. A Hárshégyi Homokkő kovásodása a Budai-vonal mentén (BÁLDI és NAGYMAROSY, 1976). 1: Eocén vulkanit; 2: Tardi Agyag; 3: Kovás Hárshégyi Homokkő; 4: nem kovás Hárshégyi Homokkő; 5: Feltételezett Hárshégyi Homokkő; 6: Budai-vonal; 7: kalcedonér.

Fig. 2. Silification of the Hárshégy Sandstone along the Buda Line (BÁLDI & NAGYMAROSY, 1976). 1. Eocene volcanic rocks; 2. Tard Clay; 3. Silicified Hárshégy Sandstone; 4. Non-silicified Hárshégy Sandstone; 5. Supposed Hárshégy Sandstone; 6. Buda Line; 7. Chalcedony vein.

Mindezek arra mutatnak, hogy a késő-paleogén folyamán a Budai-hegység területén egy igen jelentős ősföldrajzi határ húzódott. A középső-eocéntól az alsó-miocénig terjedő időszak számos képződményének elterjedési határa egybeesik a Budai-vonallal (FODOR és társai, 1991c). A vonal két oldalán igen nagy különbségeket tapasztalunk a kőzetfáciesek, ill. az üledékek képződési környezetében, leginkább a késő-eocén és kora-oligocént illetően. Mégpedig úgy, hogy az egykorú képződmények között (a budai szelvényben) összefogazódás nem, arra utaló nyom elenyésző számban ismeretes (NAGYMAROSY *in* FODOR és társai, 1991c). Az összefogazódás hiányát nem tulajdoníthatjuk annak a ténynek, hogy a két fácies mai megjelenése között egy sávban az oligocén képződmények erodálódtak, mivel e sáv szélessége helyenként csak néhány száz méter, a fáciesváltás pedig rendkívül éles. (Egyébként is valószínűtlen lenne, hogy az átmenet mindenhol lepusztult volna). Ezenkívül a Budai-vonal nem csak képződményhatár, hanem jelentős utóvulkáni működés helye is volt.

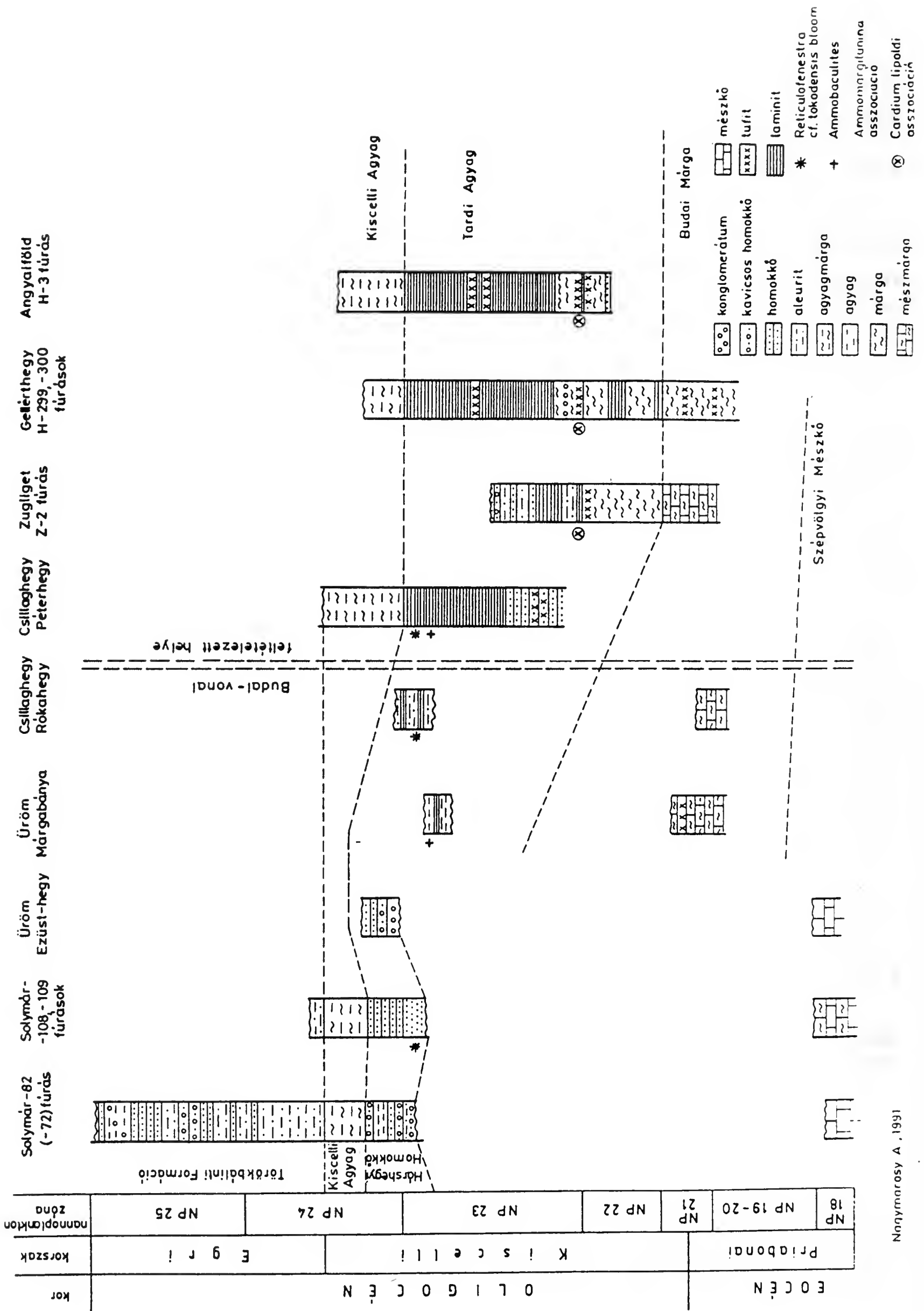
E megfigyelések vezették BÁLDI (1983) arra a feltételezésre, hogy a Budai-vonalat egy konkrét szerkezeti elemmel, nevezetesen egy töréssel azonosítsa. Az éles fáciesváltás és a feltételezett törés alapján arra következtetett, hogy a Budai-vonal eltolódás jellegű tektonikai elem (BÁLDI, 1983; BÁLDI és BÁLDI-BEKE, 1985; ROYDEN és BÁLDI, 1988). Elméletét terepi tektonikai megfigyelésekkel nem támasztotta alá és a feltételezett vető jellegének bizonytalanságát mutatja, hogy BÁLDI és NAGY-GELLAI (1990) már mint liztrikus normál vetőt tárgyalja. NAGYMAROSY (1990) 30–40 km-es balos elvetést vél igazolhatónak, annak alapján, hogy mind az Alcsútdoboz-3-as fúrásban — a vonal Ny-i oldalán — mind a Romhányi-rögben a Hárshegyi Homokkő alatt igen vékony, esetlegesen erodált Tardi Agyag található: e két ritka előfordulás egykor egymással szemben helyezkedett volna el. Ilyen elvetés azonban sem a Budai-vonal meghosszabbításában, sem esetlegesen fiatal vetővel elvetett helyzetben nem látszik érinteni a dél-szlovákiai Vepor, Gömör egységeket. Úgy tűnik, az eltolódás egyáltalán nem veti el a Diósjenői-vonalat, vagyis a Vepor D-i peremét (vö. BALLA, 1989). Ez annál problematikusabb, mivel a feltételezett 30–40 km-es elmozdulás a Romhányi-rög területén még fennállna. Ilyen elvetés „elfogyása” pedig igen valószínűtlen a Romhányi-rög és a Vepor D-i széle közötti kis területen.

BALLA és társai (1987), valamint BALLA és DUDKO (1989) rámutatott arra, hogy egy esetleges balos vető D felé is nehezen követhető tovább, már csak azért is, mert a mezozoós aljzatban ilyen elvetésnek látványosan kellene megmutatkoznia. Ráadásul, a szerzőknek WEIN (1977) térképének elemzése alapján sikerült kimutatni, hogy a felszínen jelentős vető (vagy keskeny vetőzóna) nehezen azonosítható.

Végül megemlítjük FODOR és társai (1991c, 1992) álláspontját, akik a jelen tanulmány tárgyát képező állítást fogalmazták meg: eszerint a Budai-vonal egy mélyben eltemetett feltolódási zónának felel meg, melynek felszíni kifejeződése egy antiform.

1.2. Vizsgálati módszerek

A Budai-vonal előbbieken megadott definíciója szerint paleogeográfiai jelenség, amelynek komoly tektonikai szerepet tulajdonítanak. Éppen ezért egy komplex vizsgálatnak üledékföldtani, ősföldrajzi és tektonikai megfigyelésekre kell támaszkodnia. A korrekt elemzéshez elengedhetetlenül szükséges sztratigráfia, legalábbis a terciér



képződmények illetően, kiválóan ismert BÁLDI (1983), BÁLDI és társai (1976a–b), NAGYMAROSY (1987a–b), NAGYMAROSY és BÁLDI-BEKE (1988) munkái alapján.

Leginkább tehát a tektonikai ismereteket kellett bővíteni. Világossá vált, hogy nem elég csak a Budai-vonal közvetlen környékét bevonni a szerkezeti elemzésbe, hanem annak az egész hegység területére ki kell terjednie.

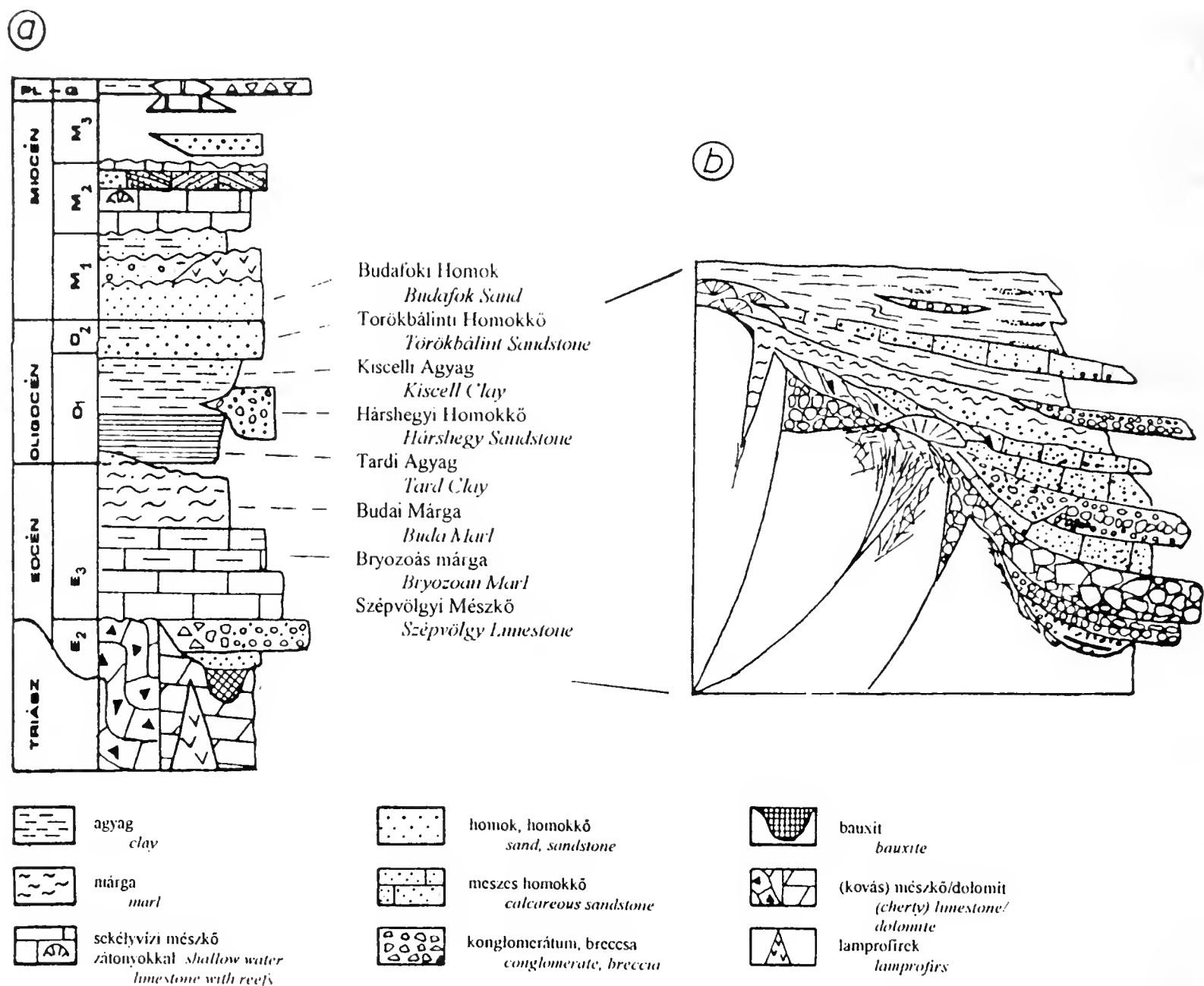
A szerkezeti vizsgálatokhoz alaptérképként WEIN (1972, 1977) munkáit használtuk fel, mivel ezek a legújabb, a hegység egészét lefedő térképek. Egyes, kulcsfontosságú területen, így Csillaghegy-Üröm és a budaörsi Odvas-hegy környékén 1:10.000-es topográfiai alapon térképezést folytattunk. Részletes tektonikai szelvényezést végeztünk a Budaörsi-hegység, a János-hegy–Tündér-hegy és a Kecse-hegy–Látó-hegy vonalában. A részletes térképezést, szelvényezést a hegység egészére kiterjedő, átnézetes mikrotektonikai mérésekkel, szerkezeti megfigyelésekkel egészítettük ki. Saját méréseinken kívül felhasználtuk BERGERAT 1982-es, BERGERAT és CSONTOS 1987-es és FODOR 1988–1990-es, nem publikált méréseit és azokat újra értelmeztük. A tanulmányozott kőfejtők listáját az 1. táblázat tartalmazza.

A terepi mikro- és mezövetők észlelésében, mérésében, a vetők jellegének megállapításában és elemzésükben főleg ARTHAUD és MATTAUER (1969), ANGELIER (1979), PETIT (1987), NICOLAS (1984), valamint RAMSAY és HUBER (1987) munkáira támaszkodtunk. A mikrotektonikai adatokból rekonstruáltuk a jellemző feszültségteret ANGELIER és MECHLER (1977), valamint ANGELIER (1979, 1984) módszereinek felhasználásával. (A mikrotektonikai mérés, elemzés, feszültségtér-számítás magyar nyelvű összefoglalóját lásd FODOR, 1988).

A feszültségtér ismerete, a mikrotektonikai mérések illetve a részletes szerkezeti megfigyelések és térképezés alapján elvégeztük a korábbi geológiai térképek szerkezeti elemzését, kritikai helyesbítését. Ezen elemzés során több (részben egymásba fonódó) módszert követtünk a térképen ábrázolható szerkezeti elemeknél. Egyrészt közvetlenül meghatároztuk egy adott vető jellegét a vetőlapokon mért karcok alapján. (Sajnos, ez ritkán használható módszer volt nagyobb vetők esetén, a feltárások hiánya miatt). Másrészt egy nagyobb törés közelében mért mikroszerkezeteket közvetlenül felhasználtuk a vető kinematikájának meghatározására. Harmadsorban a feszültségtengelyek és a szerkezeti elemek egymáshoz viszonyított helyzete kölcsönösen meghatározott, az ún. „vetőminta” meglehetősen kötött: pl. a kompresszióra merőleges vető feltolódásnak tekinthető (4. ábra; ANDERSON, 1951; ARTHAUD és MATTAUER, 1970; ANGELIER, 1979; RAMSAY és HUBER, 1987; FODOR, 1988). A feszültségtér ismeretében tehát a vető jellege „közvetett módon” meghatározható (5. ábra).

A korábbi térképek kritikai helyesbítése két fő pontban nyilvánult meg: egyrészt a térképen jelölt vetők jellegének és korának módosításában, másrészt új (bár gyakran eltemetett) szerkezeti elemek kimutatásában. A új vetőket főleg a térképezés, a vetők jellegének megváltoztatását mikrotektonikai adatok, a feszültségtér és vetőminta geometriájának felismerése tette lehetővé.

3. ábra. Jellemző paleogén szelvények a Budai-vonalon keresztül (NAGYMAROSY, in FODOR és társai, 1991c).
Fig. 3. Typical Palaeogene successions through the Buda Line (NAGYMAROSY, in FODOR et al., 1991c).

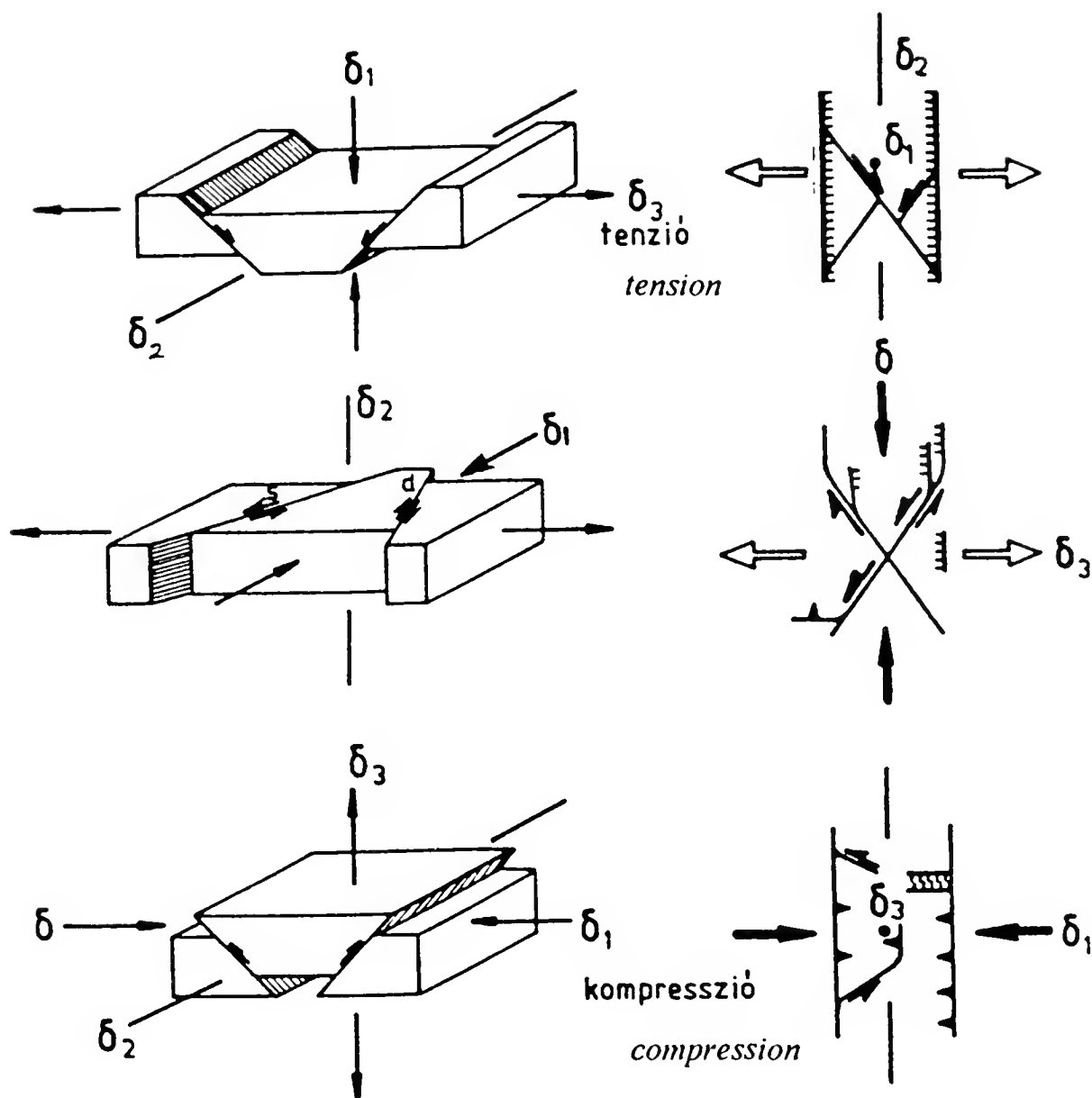


4. ábra. a. A Budai-hegység és a Tétényi-plató vázlatos rétegsora WEIN (1977a), BÁLDI (1958, 1983) után egyszerűsítve. b) ábra A Budai-hegység felső-eocén rétegsora (FODOR és társai, 1992). A fő kőzetfáciesek összefogazódnak.

Fig. 4. a. Stratigraphic column of the Buda Mountains and the Tétény Plateau (simplified after WEIN, 1977a; BÁLDI, 1958, 1983). b. Statigraphic column of the Late Eocene of the Buda Mountains (FODOR et al, 1992). Note the interfingering facies.

Az egyes tektonikai fázisok időbeni elválasztásához, ill. pontos korának meghatározásához a tektonikai és üledékföldtani vizsgálatok kombinálása elengedhetetlenné vált. Főképpen a szinszediment szerkezetekre fordítottunk gondot, melyek kimutatásához tektono-szedimentológiai megfigyeléseket végeztünk. A terepi munka során MONTENAT és társai (1987, 1990) publikációira, a szerzőkkel folytatott terepi konzultációkra támaszkodtunk.

Két időszak vált különösen fontossá; a középső-miocén és az eocén. A középső-miocén szinszediment szerkezeteket a Tétényi-fennsíkon vizsgáltuk. Az eocén rétegsor üledékföldtani, tektono-szedimentológiai vizsgálata több újdonsággal is kecsegtetett. Egyrészt az oligocén rétegsor szedimentológiai szempontból meglehetősen jól ismert (NAGYMAROSY, 1974; BÁLDI és társai, 1976a-b; BÁLDI, 1983) az eocénre ez nem mondható el. Ráadásul utóbbi sokkal jobban feltárt, mint az oligocén. FODOR és KÁZMÉR (1989), FODOR és társai (1991b) több szinszediment eocén szerkezetet ismertettek. Rámutattak, hogy a sekélytengeri eocén rétegsorokban kisebb szerkezeti



5. ábra. Az egyszerűsített „vetőminta” és a feszültség-tengelyek viszonya térben (a) és térképen (b). A feszülstengelyek irányából a vető jellege meghatározható (RAMSAY és HUBER, 1987).

Fig. 5. Relation of the simplified fault pattern with the principal stress axes in space (a) and on map view (b). The kinematics of the faults can be determined from the direction of the principal stress axes (RAMSAY & HUBER, 1987).

mozgások is igen látványosan rögzültek, a mélyebb környezetbeli eocén és oligocén üledékekben a tektonika csak áttételesen jelentkezik. Másrészt, amint azt a bevezetőben említettük, a Budai-vonal már a késő-eocénben ősföldrajzi határ lehetett. Valószínű volt tehát, hogy az eocén üledékek szedimentológiai vizsgálata nagyban hozzájárul a Budai-vonal ősföldrajzi és tektonikai szerepének megértéséhez.

Mindezen elemzés „végtermékeként” egy szerkezeti térképsorozatot készítettünk, amely elválasztva ábrázolja az egyes fázisok szerkezeti elemeit és a hozzájuk tartozó feszülstengelyeket. Az üledékföldtani, tektono-szedimentológiai vizsgálatok segítségével a paleogén-kora-miocén fázison belül elválaszthattuk a késő-eocén szerkezeti mintát. Ezenkívül a késő-eocénre és kora-oligocénre vonatkozólag tektonikai-üledékföldtani, ősföldrajzi térképeket is szerkeszthettünk.

Összegzésül pontos képet kaphattunk tehát a Budai-vonal késő-eocén-kora-oligocén szerepére vonatkozólag. Az új adatok fényében körvonalazni lehetett a szerkezet nagytektonikai szerepét is.

2. Részletes vizsgálatok

2.1. Egy tipikus felső-eocén rétegsor a Martinovics-hegyen

FOGARASI Attila

Bevezetés

A Martinovics-hegy a Budai Várhegy környezetében, attól nyugatra helyezkedik el. A késő-eocén korú kőzetekből felépülő hegyet „a Krisztinaváros Budai Márga és Kiscelli Agyag dombsorozata veszi körül” (SCHAFARZIK és VENDL, 1929).

A Martinovics-hegyen három kőfejtő található (6. ábra), amelyek feldolgozása során egy körülbelül 60 méteres rétegsor vált ismertté (FOGARASI, 1991) (7. ábra).

A régebbi, alapvetően rétegtani indíttatású leírások (HOFMANN, 1871; LŐRENTHEY, 1911; SHAFARZIK és VENDL, 1929; SCHRÉTER és társai, 1958) után céлом a részletes üledékföldtani értelmezés bemutatása.

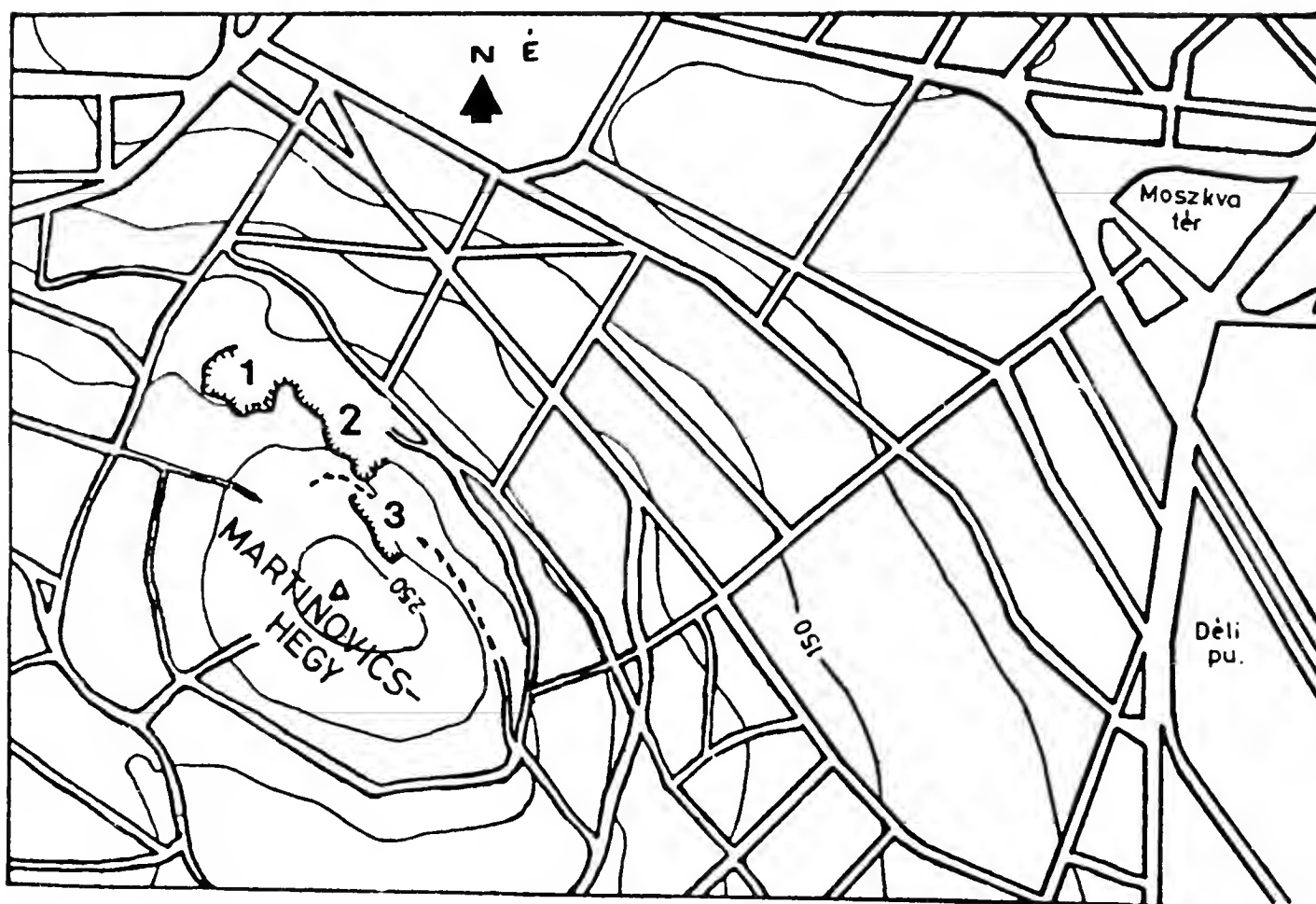
A rétegsor

A mészkövek és márgák leírásakor FOLK (1962) és DUNHAM (1962) osztályozását használtam. A leírás során az ÁSZM jelölés az átlagos szemcseméretet, az ÁMSZM jelölés az átlagos maximális szemcseméretet jelöli.

A rétegsor két nagyobb egységre, fáciesre bontható (7. ábra): **A** fácies: Karbonátos üledékképződés során lerakódott rétegek, **B** fácies: Törmelékes jellegű üledékek.

A rétegoszlopon **A**₁-gyel jelölt alfácies csak az északnyugati udvarban található meg. Megfelel SCHAFARZIK és VENDL 1–3. rétegének (SCHAFARZIK és VENDL, 1929, 28. ábra). Vastagon rétegzett, tömött mészkő, kb. 40 centiméteres rétegvastagsággal, kevés, nagyon vékony, közbetelepült agyagmárgával, márgával. A néhány milliméter vastagságú laminákban a biogén anyagú szemcsék a réteglappal párhuzamos helyzetűek. A réteghatárok hullámosak, szabálytalanok.

A mészkő grainstone illetve biopátit (I/1 tábla). ÁMSZM (átlagos maximális szemcseméret) = 1–1,5 cm, ÁSZM (átlagos szemcseméret) = 2–3 mm. A biogén törmelékanyagot vörösalgák, sünök, nummuliteszek és kevesebb Operculina adja a többi kisebb jelentőségű faunaelem mellett. A rétegcsoportban felfelé haladva a fossziliatartalom megváltozik, míg alul nummulitesz-tartalmú vörösalgás mészkőről beszélhetünk, addig a felsőbb tagokban a vörösalgák mennyisége lecsökken, így vörösalga-tartalmú nummuliteszes mészkőnek írható le. Az anyag változásával a szemcseméret is megváltozik: az ÁMSZM lecsökken 4–5 mm-re, az ÁSZM pedig 1–2 mm-re, ugyanis szinte kizárólag kis nummuliteszek fordulnak elő. A 5. méternél 8 cm vastag tufás csík látható.



6. ábra. A Martinovics-hegy topográfiai térképe. A fejtési udvarok a hegy északnyugati (1), északkeleti (2) és keleti (3) oldalán találhatók.

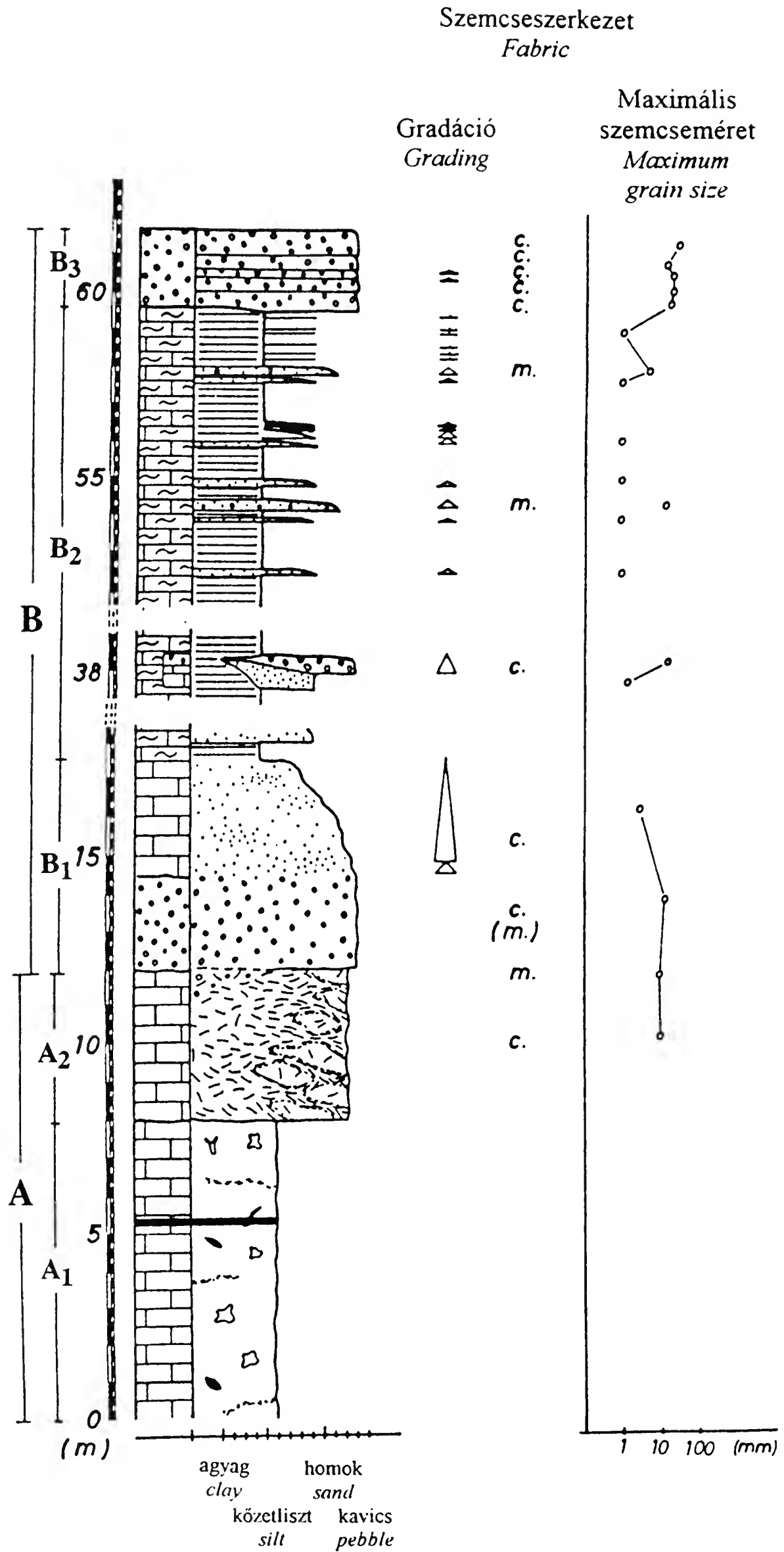
Fig. 6. Topographic map of the Martinovics Hill. Quarries can be found on the north-western (1), north-eastern (2) and eastern (3) face of the hill.

Az A_2 alfácies az északnyugati és az északkeleti udvarban található meg, kissé eltérő fáciesben; megfelel SCHAFARZIK és VENDL 4. rétegének (SCHAFARZIK és VENDL, 1929; 28. ábra). Mindkét helyen uralkodóan discocyclinás mészkő, mészmárga (I/2 tábla), ám a rétegek belső szerkezete, geometriája különbözik.

Az északkeleti udvarban a tömött, nem rétegzett mészkőben egymásra halmozott discocyclinák helyezkednek el, sűrű, szemcsevázú szövetet alkotva, amelybe mátrixvázú részek ékelődnek. A mészkő grainstone, packstone, biopátit, biomikrit, feljebb extraklasztos biomikrit, ugyanis kb. 10 %-ot kitevő dolomitkavicsot, dolomithomokot tartalmaz. A discocyclinákon kívül alig fordul elő más fosszília, kivéve a legfelső 10 centimétert ahol apró nummuliteszek jelennek meg, a kavicsanyaggal együtt.

Az északnyugati udvarban kissé különbözik a kifejlődés. A legfeltűnőbb makroszkópikus bélyeg a mészkő lencsés szerkezete. Ez a szerkezet anyagi változásból ered; a lencsék belsejében mészkő, márgás mészkő található, a lencséket elválasztó anyag viszont márga, agyagmárga (II/1 tábla). A lencsék közötti anyagban sok a biogén váztörmelék, míg a lencsékben kevesebb; a több biogén törmeléket tartalmazó köztes anyag kicsit durvább. Mindkét típus grainstone/packstone illetve extraklasztos biopátit/extraklasztos biomikrit, mivel az alapanyagban finom dolomithomok fordul elő. A köztes anyagban a megnyúlt szemcsék a lencsék felszínével párhuzamosan helyezkednek el. A lencsék aszimmetrikus geometriájúak a rétegzéshez viszonyítva: jellegzetes paralelogramma formával (FODOR és FOGARASI, ebben a kötetben: 2.2. fejezet, 10. ábra).

A mészkőben itt is a discocyclinák adják a biogén anyag nagy részét, de a szemcsevázú felépítés eltűnik, uralkodóvá válik a mátrixvázú szövet. A szemcseméret



a két fejtőben, illetve a lencséken belül és kívül megegyezik; $\text{ÁSZM} = 0,2\text{--}2\text{ mm}$, $\text{ÁMSZM} = 6\text{--}12\text{ mm}$.

A karbonátos, autochton sorozat itt megszakad, a következő réteg allochton törmelékes, a szemcsék anyaga ugyanakkor főként dolomit és mészkő.

A B_1 alfácies alsó felét 2–3 méter vastag, szürke dolomit anyagú konglomerátum (extraklaszt-rudstone, KÁZMÉR, 1985a) alkotja, amely mind az északnyugati, mind az északkeleti udvarban előfordul. Ez megfeleltethető SCHAFARZIK és VENDL 5–7 rétegének (SCHAFARZIK és VENDL, 1929, 28. ábra).

A konglomerátum túlnyomó része szemcsevázú (II/2 tábla), kisebb-nagyobb mátrixvázú foltokkal, amelyekben a mátrixot szürke márga alkotja. Fontos összetevő a biogén váztörmelék, amelyekbe a kompakció során belenyomódtak a dolomitanyagú kavicsok (III/1 tábla). A konglomerátum közepesen osztályozott, $\text{ÁSZM} = 3\text{--}4\text{ mm}$, $\text{ÁMSZM} = 1\text{ cm}$, kalcittal cementált. A konglomerátum tetején gyenge normál gradáció észlelhető, majd általában folyamatosan (látható, hirtelen váltás nélkül), ritkán eróziós felszínnel átmegy a felette fekvő homokos fáciesbe.

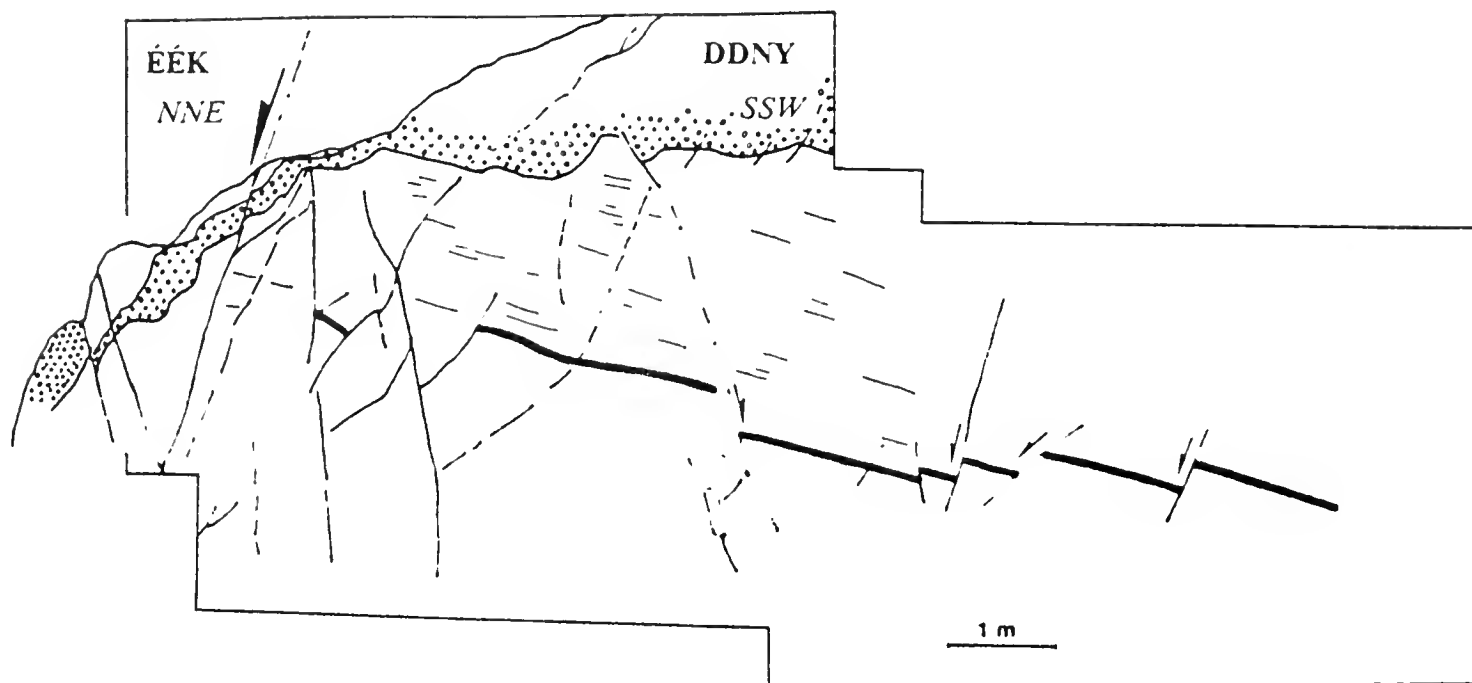
A B_1 alfácies felső része tűzkő és dolomit, valamint biogén váztörmelék anyagú homokkő (III/2 tábla) (SCHAFARZIK és VENDL, 1929; 28. ábra, 8–9 réteg), amely mindkét, alacsonyabb szinten fekvő udvarban megjelenik. A homokkő jól osztályozott, több gradált egységből áll, amelyek felfelé finomodó rétegsort alkotnak (7. ábra). Ezek az egységek oldalirányban nehezen követhetők. Kalcittal cementált, és anyaga helyről-helyre változhat; a biogén törmelék mennyiségének növekedésével a tűzkőhomoké csökken. $\text{ÁSZM} = \text{ÁMSZM} = 1\text{--}1,5\text{ mm}$.

A homokkő felszínére a B_2 alfácies települ (IV/1 tábla), amelyben a szemcseméret drasztikus csökkenése következik be (SCHAFARZIK és VENDL, 1929, 28. ábra, 10–11. réteg). Ez az alfácies foglalja el a rétegsor nagy részét, kb. 40–45 métert. Főleg világosbarna, szürke márgarétegek (IV/2–3. tábla) alkotják, sokkal kisebb mennyiségben fordulnak elő közbetelepült mészhomokkővek, kalkarenitek (V/1–2. tábla). A 38. méternél megjelenik egy mészhomokkőtest és egy dolomitkavicsos konglomerátumréteg; mindkettő lencsealakú. Eróziós bázisuk nincs. A mészhomokkő $\text{ÁSZM} = \text{ÁMSZM} = 1\text{ mm}$, a konglomerátumban $\text{ÁSZM} = 4\text{--}5\text{ mm}$, $\text{ÁMSZM} = 7\text{--}8\text{ mm}$.

A márga aleuritos-finomhomokos szemcseméretű, néhol gradált. Általában jól rétegzett, vékonypados, esetlegesen laminált. Az agyag/mészkő arány jelentősen nem változik a rétegsorban. A meszes anyagot főként a sekélyebb tengerből származó biogén törmelék szolgáltatja.

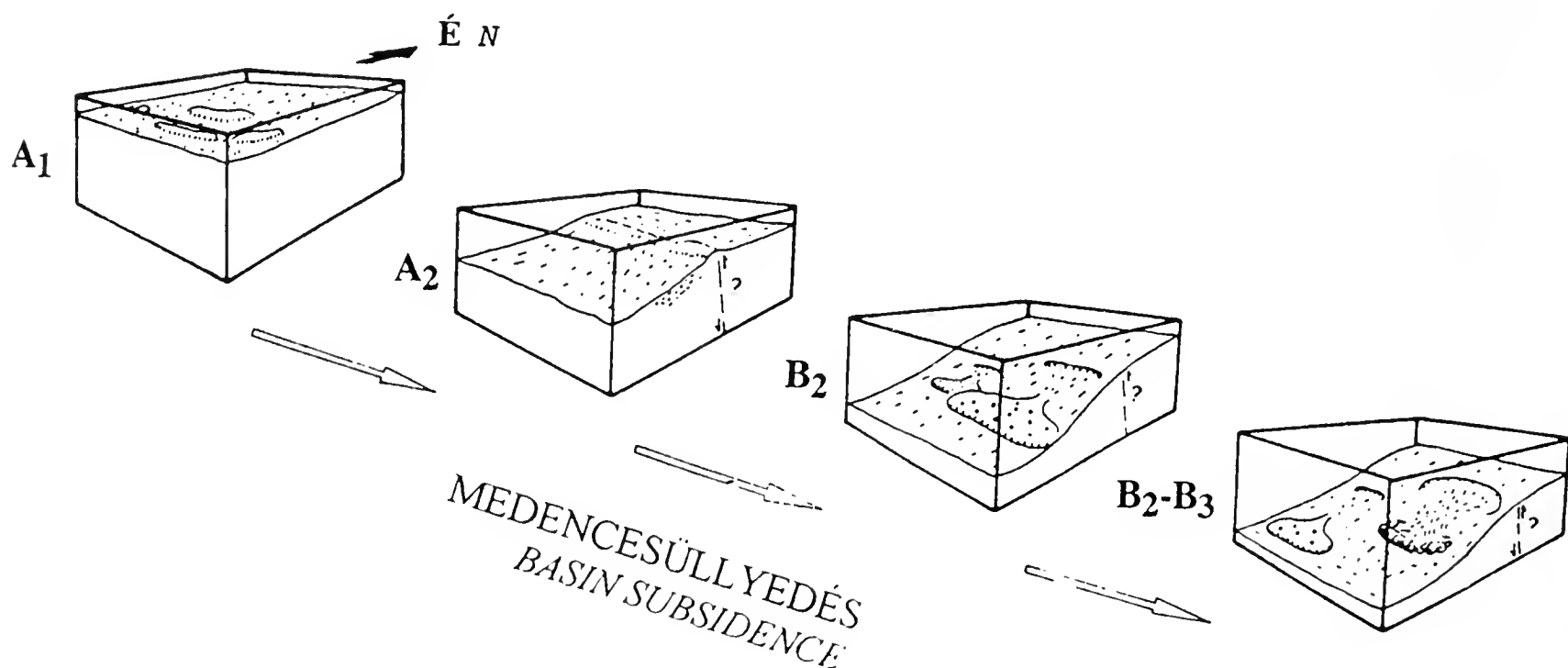
7. ábra. A Martinovics-hegy rétegsora (FOGARASI, 1991) a gradáció, a szemcseszerkezet és a maximális szemcseméret feltüntetésével. A rétegsor két fáciesre osztható (A: meszes fácies, B: törmelékes fácies), amelyek tovább tagolhatóak. Az A_1 alfácies nummuliteszes-vörösalgás mészkő, tufacsíkkal (fekete sáv), az A_2 alfácies discocyclinás mészkő, amely gyakran lencsés megjelenésű. A B_1 alfáciest dolomit konglomerátum és tűzkőhomokos kalkarenit alkotja, a B_2 alfácies márga, közbetelepült mészhomokkővekkel és egy mészhomokkő, konglomerátumtesttel, végül a B_3 alfácies ismét dolomit konglomerátum. (m = mátrixvázú, c = szemcsevázú)

Fig. 7. Lithological log of the Martinovics Hill (FOGARASI, 1991). Two facies are distinguished; A: calcareous facies, B: clastic facies. Further divisions are: A_1 subfacies: Nummulites-Lithothamnium limestone with tuff bends (marked with black); A_2 subfacies: Discocyclina limestone; B_1 subfacies: dolomitic conglomerate and cherty-sandy calcarenite; B_2 subfacies: marl with calcareous sandstone intercalations and with a conglomerate body; B_3 subfacies: dolomitic conglomerate. (m = matrix supported, c = clast supported)



8. ábra. a; Az északnyugati fejtő KDK-i fala, jellemző normálvetőkkel. Érdekes megfigyelni a B_1 alfáciesű konglomerátum elvetését.

Fig. 8. ESE face of the northwestern quarry with characteristic normal faults. Note the displacement of the B_1 conglomerate.



9. ábra. A Martinovics-hegy fejlődéstörténete. Az A_1 alfácies sekélytengeri karbonátos platón rakódott le. A platform süllyedésével megjelent a peremi, A_2 alfácies, majd erősödésekor megszűnt a karbonátos üledékképződés. A B_1 alfáciessel vette kezdetét a törmeléklerakódás a friss lejtőn. A lepelszerű konglomerátumtestek után meszes-márgás turbiditek (B_2) rakódtak le, majd egy újabb lóba (B_3) zárja a sorozatot.

Fig. 9. Evolution of the Martinovics Hill. The A_1 subfacies was deposited on a shallow marine carbonate platform. During its subsidence the marginal, A_2 subfacies appeared. The carbonatic sedimentation stopped later. The B_1 subfacies indicates the birth of a slope apron. The deposition of the lobe-like conglomerate bodies was followed by marly turbidites (B_2) and an another lobe (B_3).

A márgában általában néhány centiméter vastag (maximum 25–30 cm), gradált, tetejükön laminált mészhomokkő rétegek fordulnak elő. A vastagabb rétegek alján dolomitdara és márga anyagú, egy-két centiméteres lencsék figyelhetők meg, amelyek

bonyolult, csavart alakúak is lehetnek. A daraszemcsék maximum 3 mm-esek, de ez is kiemelkedik a kalkarenit átlagos 0,2–0,5 mm-es szemcseméretéből. Egy mészhomokkő réteg állhat több gradált rétegecskéből is. Grainstone/packstone, illetve biopátit/biomikrit; dolomitkavicsok megjelenése esetén intraklasztos biopátit/intraklasztos biomikrit.

A rétegsor legfelső tagja a B_3 alfácies, amely durva, többnyire szemcsevázú konglomerátum (V/3–4. tábla), kizárólag dolomitkavicsokkal; nem szerepel SCHAFARZIK és VENDL munkájában. A B_1 fáciesben fontos szerepet játszó biogén törmelék itt nem jelenik meg. A konglomerátum jól rétegzett, 10–60 cm rétegvastagsággal. A pad felső részén gyenge gradáció és zsindeleyszerkezet ismerhető fel (V/4. tábla). Egy fúrókagyló által megfúrt dolomitkavics is előkerült. ÁSZM = 1–1,5 cm, ÁMSZM = 2,5 cm. Rosszul osztályozott.

Néhány tektonikai jelenség

A Martinovics-hegyi vizsgálatok során nem csak a rétegsor pontos felvétele volt a cél, hanem a szerkezeti mozgások minél helytállóbb értelmezése is; ez mikrotektonikai vizsgálati módszerek segítségével végezhető el (PETIT, 1987; FODOR, 1988).

A kőfejtőkben normál vetős elmozdulások alkotják a tektonikai elemek jelentős részét. A 8. ábra az északnyugati udvar KDK-i falát ábrázolja. A kivastagított sáv a rétegsorban jelölt tufacsík, amelyet a fal síkjára merőleges vetők szabdalnak fel. Különösen jelentős méretű a fal ÉÉK-i oldalán található vetőzóna, amely a B_1 fáciesű konglomerátumot zökkenti le közel 8 méterrel, úgy, hogy konglomerátumanyagú törmelék helyezkedik el a zóna mentén.

A keleti kőfejtőben az allodapikus mészkőrétegek dőlése a szelvényben felfelé csökken (VI. tábla). Egy nagy, kb. 45°-os dőlésű normál vetőhöz kapcsolódó antitetikus elmozdulási rendszer görbült síkjai mentén a padok rotációt végeztek. Mivel felfelé csökken a rotációs szög, és a B_3 fácies rétegei lefedik a márgában található kis normálvetős elmozdulási felületeket, a szerkezet az üledéklerakódással egyidejű.

Értelmezés

Az A fácies karbonátos üledékei az üledékföldtani bélyegek és a faunataralom alapján egy fokozatosan mélyülő, sekélytengeri, karbonátos platformon rakódtak le (KÁZMÉR, 1985). Az A_1 alfácies vörösalgás-nummuliteszes mészkőve intenzív vízmozgást jelez, nagymértékű törmelékáthalmazással. A kezdődő mélyülést jelzi a nummuliteszek uralkodóvá válása a rétegsorban felfelé haladva; KÁZMÉR (1985) szerint az üledék felszíne a hullámbázis alá került. Az átmosott jelleget mutató discocyclinás mészkő (A_2 alfácies) a sekély platform legperemibb részein rakódott le (KECSKEMÉTI, 1989), amelyet a jól látható nyírási mintázat egyértelművé tesz. Ez a nyírás a meszes üledék lassú, medenceirányú kúszásakor lép fel, amikor az üledékszemcsék közötti kölcsönhatás nem engedi a szemcse-szerkezet teljes felbomlását (FODOR és FOGARASI, ezen kötetben, 2.2. fejezet). Megváltozott tehát az anyag áthalmazásának jellege, míg eddig az áramlások vezérelték a rendszert, ettől kezdve a gravitációs tömegmozgások uralkodtak.

A B fáciesbe tartozó törmelékes üledékek maguk is karbonátanyagúak, kevés tűzkőhomokkal. A gravitációs áthalmozásra utaló üledékszerkezetek uralkodóvá válása a medence lokális süllyedését jelzi. Emiatt a karbonátplatform helyileg elhal, ugyanakkor a biogén törmelékanyag állandó jelenléte bizonyítja a platform partközeli továbbélését. A márga faunája mélyebbvízi (BODA és MONOSTORI, 1972). A dolomitkonglomerátum elsődlegesen abrázios konglomerátumból származik, amit fűrt kavicsok, illetve rákok (LŐRENTHEY és BEURLEN, 1929) jelenléte támaszt alá. Ezt az anyagot gravitációs tömegmozgások szállították a kimélyült medencébe. A lejtő turbidites üledékképződésének (VARGA, 1985) és a durvatörmelékes kötények, nyelvek képződésének ritmusát jelzi a szemcseméret drasztikus váltakozása.

A karbonátos üledékek és a B₁ alfáciesű konglomerátum csak ritkán eróziós érintkezése, a konglomerátumtest nagy, állandó vastagságú laterális elterjedése, a csatornageometria és az ezekhez kapcsolódó gátüledékek hiánya arra utal, hogy a frissen kialakult lejtőn nem törmelékfűrt jellegű üledékképződés (vö. STOW, 1978) indult meg, hanem kötény illetve lebenyszerű, durvatörmelékes testek jelentek meg (vö. COOK és társai, 1982; CONIGLIO és JAMES, 1990; READING, 1992). Kialakulásukért a selfperemről induló törmelékfolyások felelősek. Ezt az állítást alátámasztja a konglomerátum rétegzetlen jellege is, amely az ilyen testek felsőbb részeire jellemző (WALKER, 1975).

A B₂ alfácies a lejtő jellegzetes üledékeit tartalmazza, turbidites áramlások által lerakott kalkarenitokkal, allodapikus mészkövekkel. Ezek kifejlődését bizonyítják a normál gradáltság, a Bouma-ciklus (BOUMA, 1962) T_a-T_b tagjainak megjelenése, a szállított törmelékanyag self-eredete és a jól megfigyelhető, az áramlás által a környezetéből felszaggatott kis üledéklencsék; valamint az áramlások szüneteiben, és gyengébb áramlások által lerakott agyagos, márgás rétegek, amelyeknek szintén megállapítható áthalmozott voltak. Kisebb, progradáló, törmelékes kötény alakult ki a rétegoszlop 38. méterénél. A csuszamlási fülkék hiánya a lejtő alsóbb szakaszára helyezi az üledékképződési környezetet.

A B₃ alfácies jól rétegzett, azonban itt sem észlelhető eróziós bázis, ez arra utal, hogy szintén egy törmelékes kötényről van szó, de ebben az esetben annak alsóbb részeiről. A megfűrt dolomitkavics, amely innét származik, egyértelműen mutatja az egyidős, parti, abrázios üledékképződési környezet létét.

Tehát a B fácies egy lejtő alsó szakaszán rakódott le, uralkodóan pélites lejtőleplet alkotva (READING, 1991).

Az A fácies kifejlődéseit a Szépvölgyi Mészkő Formációba, a B fáciest a Budai Márga Formációba soroljuk.

Összefoglalás

A Martinovics-hegy rétegsorának minden tagja áthalmozott üledékekből épül fel. Az egyes fáciesek részletes elemzése során egy jól megfogható üledékképződési modellt állíthatunk fel (9. ábra):

— a karbonátos platform fokozatos mélyülése során az üledékképződési környezet megváltozott, megjelent a platformperemi fácies, amelyet a discocyclinás mészkő képvisel;

— a környezet megváltozásával döntően megváltoztak az üledékképződési folyamatok, a vízáramlás uralkodó szerepét átvette a gravitációs tömegmozgás;

— a mélyülés hirtelen felgyorsulásával a karbonátos üledékképződés a vizsgált területen megszűnt, és egy törmelékes lejtő alakult ki;

— a törmelékes lejtő további mélyülésével az uralkodóan pélites lejtőlepel teljesen kifejlődött, felső lejtő eredetű kötények, majd alsóbb lejtő eredetű, turbidites háttér-üledékek, végül egy alsóbb lejtő eredetű kötény megjelenésével.

— az üledéklerakódással egyidejű szerkezeti mozgások a lejtő kialakításában játszottak szerepet.

A rétegsor nem csak a lejtőről ad felvilágosítást. A képződmények anyagából megállapítható, hogy a lejtő-üledékképződéssel egyidőben, vagy közel egyidőben léteznie kellett egy karbonátos platformnak, amelyből a kalkarenitek anyaga származott, és egy abráziós partnak, amely a konglomerátumok dolomitkavicsait szolgáltatta.

2.2. Felső-eocén mészkövek deformációja

FODOR László és FOGARASI Attila

Bevezetés

A Budai-hegység felépítésében fontos szerepet játszó felső-eocén mészkövek az egykori sekélytengeri karbonátos platón, annak különböző üledékképződési környezetekben rakódtak le (KÁZMÉR, 1985). Általános jellemvonásuk, hogy a feltárásokban a rétegzés nehezen azonosítható, többé-kevésbé megszűnik, laterálisan folytonos testek helyett a kőzetanyag lencsékbe-gumókba rendeződött. Az alábbiakban megkíséreljük bemutatni, hogy ezen jelleg se nem eredeti üledékes bélyeg, se nem a kompakció eredménye, hanem a kőzetnek még üledékállapotában elszenvedett deformációja okozta.

A jelenségek leírása és értelmezése

A lencsés-gumós szerkezet geometriája alapján több fokozatot különíthetünk el. Az első csoportban a réteg regionálisan folytonos, de lokálisan kisebb kivékonyodások észlelhetők, esetleg teljes szakadás következhet be. A legjellegzetesebb példát a Mátyás-hegyen KÁZMÉR M. észlelte (VII/1. tábla), ahol egy hosszan követhető, 30 cm vastag réteg teljesen elvékonyodik, megszakad.

A következő fokozatban a kivékonyodások száma növekszik, tulajdonképpen keskeny nyakkal összekapcsolt lencsékről beszélhetünk. Az egyik réteg lencséje általában éppen a szomszédos réteg elvékonyodásával van szemben. Ekkor még felismerhető egy deformált, hullámos réteglap. Végül az egységes réteg megszűnik: a réteg a „nyakaknál” szétszakad, egymástól független lencsék jönnek létre. Így nem beszélhetünk réteglapokról, csak az egyes „lencsesorok” hullámos felszíne jelöl ki egy bizonytalan rétegzettséget (VIII. tábla). A lencsék eme rétegzéssel párhuzamosan gyakran megnyúltak.

Feltételezhető, hogy a lencsés jelleg különböző fokai egy egységes fejlődési sor állomásait jelentik. A jelenség a tektonikus boudinage-hoz hasonlít, a lencsék tulajdonképpen boudin-ek. Nem a „klasszikus”, LOHEST (1909) által definiált, szögletes vagy hordó alakú boudinekről van szó, hanem a fokozatosan elkeskenyedő, „pinch-and-swell” szerkezetekről (RAMBERG, 1955). Csakúgy, mint a tektonikus boudinázs esetén, az üledékben is a rétegzéssel párhuzamosan megnyúlás következett be.

A lencsék hossza a kétméterestől az ötcentiméteresig terjed. Peremük lehet éles, szabályosan ívelt vagy szabálytalan görbe, illetve a lencse fokozatosan átmehet a lencsék közötti „alapanyagba”. Ez a fokozatos átmenet jelzi, hogy az elvékonyodás az üledékképződéssel egyidőben vagy röviddel azt követően, a teljes diagenézis előtt jött létre. Tulajdonképpen erre utal a lencsék megnyúlt alakja, ill. az, hogy a nyak felé fokozatosan keskenyednek el (VII/2. tábla). SMITH (1975), valamint MALAVIEILLE és

LACASSIN (1988) szerint ennek az az oka, hogy a boudinek plasztikus (duktilis) deformáció során jöttek létre. A felső-eocén mészkőekben ez az állapot az üledékképződés során és azt követően, a kötötté válás előtt állt fenn. A megnyúlt alak megjelenését a rétegek közötti kis kompetencia-kontraszt is elősegítheti (RAMBERG, 1955); esetünkben ez adott, hiszen a mészkő és mészmárga-márga ebből a szempontból hasonló.

Ha a lencse pereme egyenes és éles, úgy az elvékonyodás törés mentén történt, vagyis a kőzet már meglehetősen előrehaladt a diagenézisben.

A megnyúlt lencsék alsó és felső határa közel párhuzamos a rétegzéssel, záródásuk az esetek többségében nem szimmetrikus, mind a két végen hosszabb és rövidebb szakaszt látunk a felső, vagy az alsó oldalon. Ezek a rétegzéssel szöveget zárnak be és ha annak dőlését kompenzáljuk, akkor egymással ellentétes irányban dőlnek. A rövidebb szakaszok (vagyis a rétegnél kevésbé meredeken dőlők) többnyire nagyobb szöveget zárnak be a rétegzéssel, mint a hosszabbak (vagyis a rétegnél meredekebbek). Ezen jellegek egy kitűnően látható aszimmetriát kölcsönöznek a lencsés üledékszerkezetnek. Megfigyelhető, hogy egy adott feltárásban az aszimmetria egyirányú.

A lencsék közötti térben, „alapanyagban” megnő az agyagtartalom, a kőzet mészmárga vagy márga. Amennyiben a lencsék még összefüggnek, úgy hullámos márgabetelepülés tagolja a mészkövet. Ezen márgás üledékben mm-es osztottság látható, amely nem hasonlít üledékes lamináltságra vagy finomrétegzettségre, sokkal inkább emlékeztet valamiféle kezdődő „palásságra” (X/2. tábla). A síkok legvalószínűbben a puha üledékben fellépő nyírási síkokként értelmezhetők.

A nagyforaminiferák, molluszka vagy tüskésbőrű váztöredékek a lencsékben szórطان helyezkednek el, nincsenek semmilyen kitüntetett irányban elrendezve; ezzel szemben a lencsék között azok felszínével, ill. a puha nyírási síkokkal közel párhuzamosak. Vékonycsiszolatokon megfigyelhető, hogy a nagyforaminiferák ténylegesen forgás révén kerültek a nyírási síkokkal párhuzamos helyzetbe.

Ha nincs kellő mennyiségű agyag jelen, a kőzetben nem fejlődik ki a lencsés jelleg, de a nagyforaminiferák tipikus elhelyezkedést vehetnek fel, hullámosan hajladozó, a rétegzéssel gyakran szöveget bezáró nagyforaminifera-csoportok, sávok, zónák alakulnak ki (IX. tábla). Az irányítottság kialakulása itt is a puha üledék nyírása miatt jöhetett létre, de ekkor, márga „hiányában” a nyírási zónák a mészsanyagban belül fejlődtek ki.

Mivel a szétszakadt lencséket teljesen „nyírt” márga alapanyag veszi körül, a lencsék aszimmetriája kapcsolatban lehet a puha üledék nyírásával, a lencsék geometriája valójában a nyírási sávok geometriáját tükrözi. Ezt támasztja alá az az eset, amikor még csak hullámos-gumós réteget észlelünk, de a hajladozó márgaréteg nyírási síkjai a mészkőben is mintegy folytatódnak, így előrejelzik a mészkőlencsék szétszakadási pontjait és a lencsék jövőendő határoló síkjait (X/1. tábla).

A nyírási síkok geometriája tehát felvilágosítást adhat a nyírás jellegére. Leírásukhoz, értelmezésükhöz kétféle megközelítést használunk: egyrészt a töréses nyírási síkok, másrészt a metamorf palássági (nyírási) felületek szakszavait és értelmezését használhatjuk (NICOLAS, 1984; RAMSAY és HUBER, 1987; HANMER és PASSCHIER, 1991).

A rétegzéssel nagyjából párhuzamos fő felület és az abból kiinduló, ahhoz kis szögben hajló, a rétegnél meredekebben dőlő síkok rendszere emlékeztet egy fő nyírási síkra és csatlakozó Riedel-síkjaira. Utóbbiak mentén a fő lamináltságot adó síkok helyenként hullámosan lefelé hajlanak; ez a geometria hasonlít az „extenziós krenulációs

klivázusra” (extensional crenulation cleavage; PLATT és VISSERS, 1980). A nyírás mindkét értelmezésben a rétegdőlés irányába mutató normál jellegűnek adódik, a fő nyírási sík közel párhuzamos a rétegzéssel. Néhány esetben ezt a jelleget a síkok, lencsék elvonzolódása megerősíti (X/2. tábla).

A rétegzéssel ellentétesen dőlő síkok a réteggel párhuzamos nyírás párjának tekinthetők. A normál jelleg szintén ellenőrizhető volt kisebb elvetések alapján (IV. tábla). Érdemes kiemelni, hogy az így kapott nyírási síkpár tompaszöveget zár be, az antitetikus törések közé zárt blokkok (boudinek) pedig vízszintes tengely körül gyakran elfordultak (X/2., XI. tábla). A blokkok forgása az antitetikus nyírási síkok forgásával jár együtt, ami növeli a kettő közötti szöveget. Ez a jelenség „egyszerű” nyírási zónában (zone of simple shear) gyakran előfordul, normálvetőknél és eltolódásoknál egyaránt (COLLETTA és ANGELIER, 1983; NUR és RON, 1987; NICHOLSON és társai, 1986; MANDL, 1987).

A X/2. tábla forgó boudin-jére emlékeztető forgó „csont-boudin-eket” MALAVIEILLE és LACASSIN (1988) írt le. A forgás rétegmenti nyírás hatására lép fel, a forgás és a nyírás iránya mindkét esetben megegyezik. Az egymástól elszakadt, elfordult boudin-ek fokozatosan elkeskenyedő vége egyrészt plasztikus állapotú deformációt tanúsít, másrészt jellemző aszimmetriát kölcsönöz a testeknek. Hasonló jelenséget GAUDEMER és TAPPONNIER (1987) ismertet; az aszimmetria geometriájából a nyírás jellege — a budai-hegységi jelenséggel egyező módon — meghatározható.

A Csillaghegy, Ibolya utcai fejtőben, a fő síkhoz képest a kisebb nyírási síkok S-alakban hajladoznak és jellemző alakú, kicsiny mészkőlencséket zárnak közre (XII. tábla). A síkoknak ezen összefonódó rendszere emlékeztet az ún. „S-C palásságra” (RAMSAY és HUBER, 1987). Az adott esetben kisebb feltolódásokkal számolhatunk a segédsíkok mentén. A közrezárt lencséket kisméretű „duplexeknek” is nevezhetjük (BUTLER, 1982 terminológiájával). A torlódásos szerkezet kialakulásáért a fő nyírási sík mentén, a fekü mészkő/fedő homokos mészkő réteghatáron megjelenő kis kiemelkedés a felelős. A mozgás alapvető, lefelé irányuló gravitációs jellege azonban e lokális eltérés ellenére sem változott, az anyag nagy része átcsúszott e kis bütyök felett.

Csillaghegyen, az Ibolya-utcai fejtőben a lencsés-budinázsos típus környezetében, azzal váltakozva egy másik kifejlődéssel is találkozunk, amelyben szögletes vagy kissé „kerekített” körvonalú törmelékdarabok úsznak márgában, mészmárgában (XIII. tábla). A „szemcsék” körvonala éles, általában laminált kötőanyagban helyezkednek el, elérhetik a 10 cm nagyságot is.

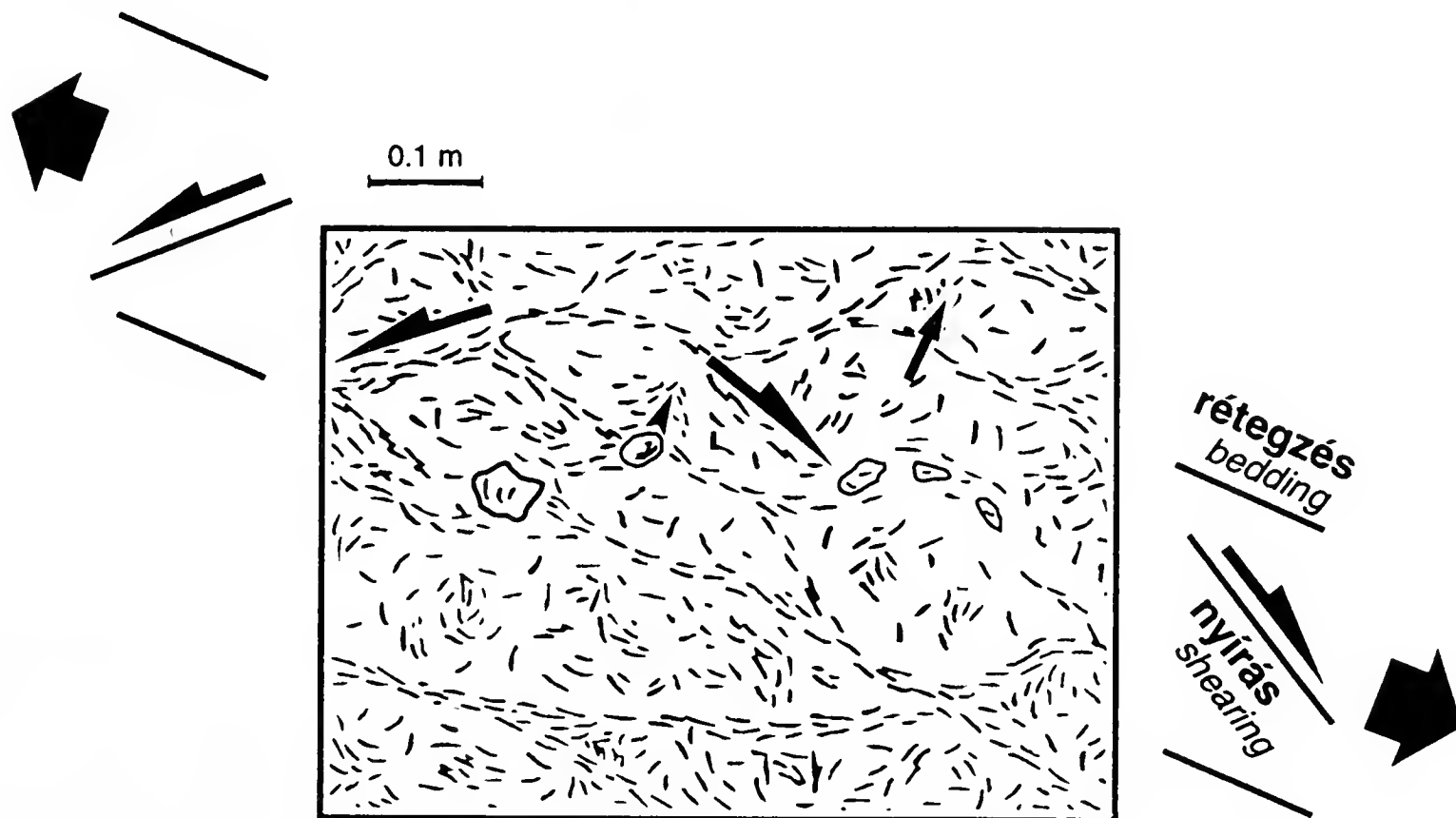
Az üledék autigén breccsára emlékeztet. A réteg a korai diagenézis után klasztokra töredezett, megcsúszott, márga alapanyaggal keveredett, amely a nyírási síkjainak tanúsága szerint ugyanolyan nyírást szenvedett, mint a többi lencsés-budinázsos test.

Diszkusszió

Mint láttuk, az elvékonyodások kialakulása a réteg hosszának növekedését eredményezte. Hasonlóan, a lapos szögű nyírósíkok, a forgó budinázsos és határoló vetők rotációja, vagyis a nyírósíkok teljes rendszere vastagságcsökkenést és hosszúságnövekedést okozott (10. ábra). E megnyúlást minden bizonnyal a gravitáció, az üledéktest saját súlya okozhatta, habár a folyamat elindításában esetlegesen földrengések is közrejátszhattak. WALDRON és társai (1988) melanzs-zónából említenek

rétegmenti megnyúlást, amely a Budai-hegységi esethez hasonlóan, budinázsok formájában nyilvánul meg.

Az üledék tehát vagy olyan meredekségű lejtőn rakódhatott le, ahol helyzete eredetileg sem volt stabil, vagy amely tektonikusan kibillent a deformációt kiváltó meredek pozícióba.



10. ábra. A discocyclinás mészkő nyírásos deformációja. A konszolidálatlan mésziszap lassú, lejtőirányú csúszása következtében lencsés-budinázsos szerkezet alakult ki. A nagyforaminiferák a lencseközi térben párhuzamosak a lencsék felszínével. Martinovics-hegy, északnyugati udvar. A nyilak a lencsék kezdődő szétszakadását jelzik.

Fig. 10. Parallel alignment of Discocyclina limestone due to soft-state shearing and boudinage in semi-lithified lime mud. Arrows indicate the initial stage of the necking of boudins. Martinovics Hill, north-western quarry.

Az üledék tehát a lejtő mentén áthalmozódott. Ennek mértékével növekedhetett a lencsés-budinázsos jelleg. Először csak néhány elkeskenyedés jelent meg, a réteglapok mentén nyírás lépett fel, majd a nyírási zóna a Riedel-törések mentén helyenként belefut az üledéktestbe (X/1. tábla). A deformáció erősödésével a nyírózónák egyszer-egyszer, később mind gyakrabban átszakítják a réteget, így azok fokozatosan egyre több helyen szakadtak szét, kialakult a független lencsék rendszere. Ennek következtében a nyírási síkok hálózata teljesen átszővi a kőzetet. E folyamat során az üledéknek egy bizonyos mértékű, rétegmenti kohéziója végig megmaradt, az áthalmozás így lassú kúszás, kohezív tömegfolyás (cohesive mass flow) lehetett. Ezt támasztja alá az alsó réteglap helyenkénti eróziós jellege, valamint az, hogy a sűrű massa „átkelt” az aljzat kiemelkedéseiben (XII. tábla). Utóbbiak előtt, a dőlésiránnyal ellentétes oldalon torlódásos szerkezetek is kialakultak.

A breccsák esetében a réteg igen gyorsan klasztokra tagolódhatott, amelyek ezután egymástól függetlenül szenvedtek az előző folyamatnál néha gyorsabb áthalmozást,

amely valószínűleg üledékkúszás és nagy sűrűségű törmelékfolyás (high-density debris flow) volt.

Az összefüggő márgarétegek nyírt jellege szintén az üledék áthalmozott voltát támasztja alá. Ilyen nyírás lép fel az üledéknek gravitációs tömegmozgások — leginkább szemcsefolyás, nagysűrűségű tömegfolyás — révén való áthalmozódásakor (LOWE, 1982). E folyamat, ill. a puha üledék nyírása során természetes a forgás révén kialakult irányítottság létrejötte.

A megfigyelt formák egyes esetekben meglehetősen hasonlítanak metamorf kőzetekben felismerhető szerkezeti elemekre. Nyilvánvalóan egyes fizikai körülmények, mint a nyomás és hőmérséklet, különböznek a metamorf és a tárgyalt üledékes kőzetek keletkezésekor. A hasonlóság nem véletlen azonban, hiszen mindkét esetben az anyag nagy viszkozitású, de „folyékony” állapotban van.

Érdemes megemlíteni, hogy hasonló deformációs jelenséget KOCYIGIT (1990) írt le törökországi középső-eocén rétegsorból. A szerző „budinázsos mészkövet” említ, amely a rétegsorban elfoglalt helyéből ítélve (mélytengeri, turbidites márgák alatt és közbetelepülésként), szintén áthalmozással keletkezhetett.

Következtetések

Budai-hegységi vizsgálataink során megállapítottuk, hogy a késő-eocén mészkövek puha üledékállapotban nyírásos deformációt szenvedtek. A nyírásos deformációt az üledéktest lassú, lejtőirányú csúszása, azaz áthalmozódása okozta. A deformáció és áthalmozás valószínűleg egykori lejtőkön ment végbe, amelyek dőlésszöge elég nagy volt ahhoz, hogy az üledék még a diagenézis előtt megcsússzon. A deformáció kiváltó okaként szinszediment tektonikus billentés vagy földrengés is gyanítható.

A jelenség vizsgálatával helyi, instabil lejtők azonosíthatók. A nyírási síkok mérése adatokat szolgáltat a szállítási irány meghatározására, így a paleomorfológiai rekonstrukciókhoz.

Felmerülhet, hogy a Dunántúli-középhegység más területének eocén mészkövei is hasonló folyamatok nyomait őrzik, bár a tisztán rétegterheléses eredet kizárása mindenhol részletes vizsgálatot igényel.

2.3. Késő-eocén transzpresszió a Budaörsi-hegyekben

MAGYARI Árpád

Bevezetés

A Budai-hegység eocén szedimentációjának irányításában gyaníthatóan a tektonika is jelentős szerepet játszott. Erre több szerző is felhívta már a figyelmet (például: VARGA 1985; BÁLDI és társai, 1983; TARI kitűnő ötletei, FODOR és KÁZMÉR, 1989). Azonban az aktív szerkezeti elemek közvetlenül nem látszanak, csupán szinszediment bélyegekből ismerhetők fel és értelmezhetők. Ez az értelmezés kísérelhető meg a Budaörsi-hegyekben kibukkanó felső-eocén breccsa és konglomerátum (11. ábra) szedimentológiai vizsgálatával.

A konglomerátum és breccsa középső-triász dolomitra (Budaörsi Dolomit) a gyorsan süllyedő Budai-medencét is elérő harmadik eocén transzgressziós hullám (BÁLDI-BEKE, 1984) során települt. Az eróziós triász felületre rakódott klasztok anyaga helyi alapkőzet, illetve DNy-ról szállított felső-anizuszi-alsó-ladini andezit, ignimbrit, trachit és tufa (HORVÁTH és TARI, 1987). A vulkanitok mennyisége hegyről-hegyre változik: a Kálvária-dombon és a Kő-hegyen az összlet kb. 30%-át alkotják, s kitűnik a klasztok nagy mérete is (HORVÁTH és TARI, 1987). Ellenben a szomszédos Odvas-hegyen csak mikroszkópikus méretű bontott andezit fordul elő (DUDICS és NÁDOR, 1986), durva vulkáni anyag pedig nem található.

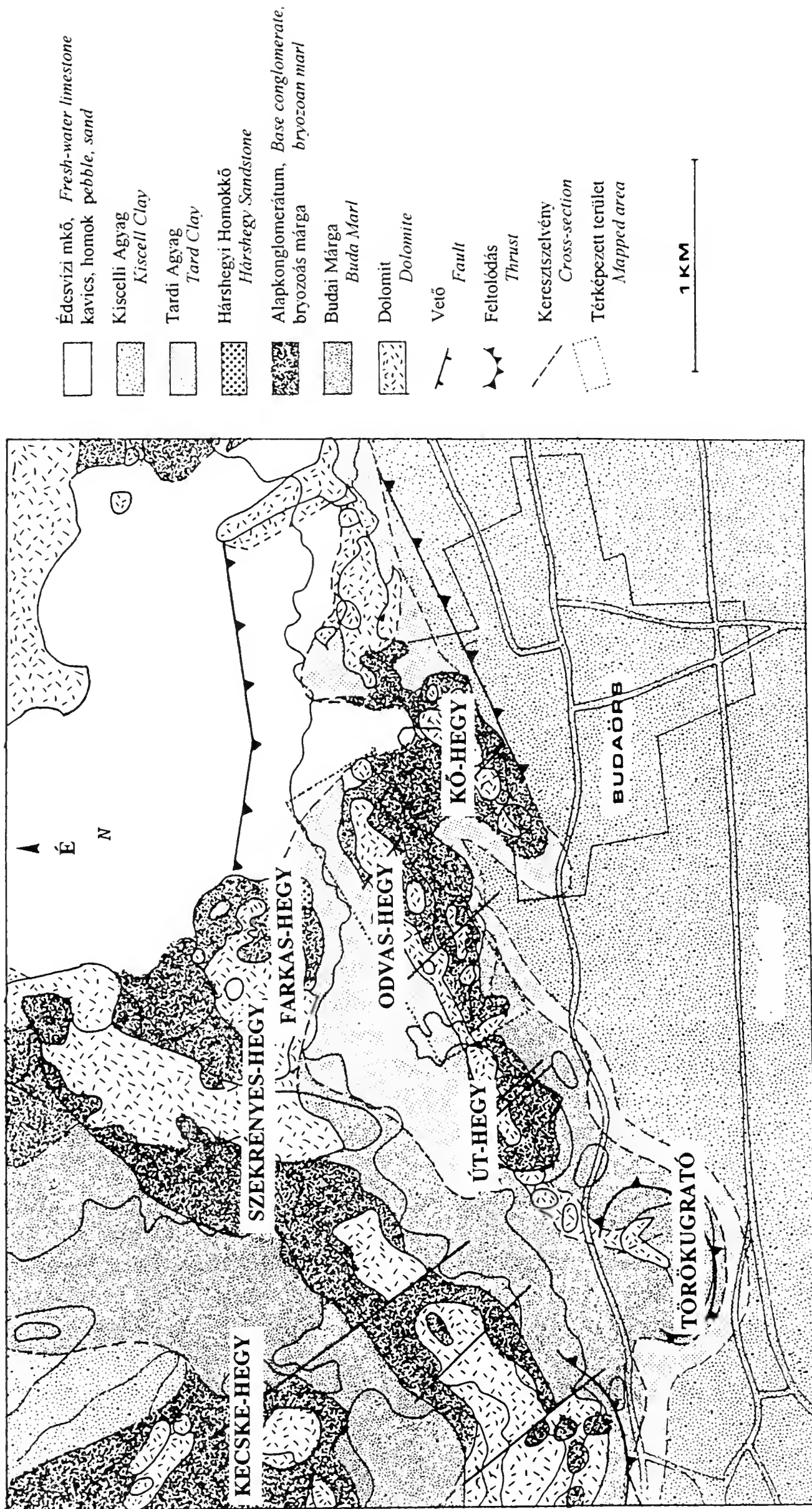
A területen az alapkonglomerátum és breccsa fölötti felső-eocén rétegsorból már korábban is ismert volt tektonikai tevékenység nyoma – pl. az Út-hegyen a nummuliteszes mészkő és a bryozoás márga közti diszkordancia felület (BÁLDI és társai, 1983) –, ezeket azonban csak mint lokális jelenségeket említették. Az előzetes terepi megfigyelések, miszerint az eocén alapkonglomerátum helyenként gradált-inverz gradált, zsindeyszerkezetű, kisebb üledékes kavicsredők fordulnak elő benne, s a törmelékes összlet jól belesimul a mai morfológiába, törmelékmozgást, áthalmozást (WALKER, 1984; NEMEC és STEEL, 1984; SHULTZ, 1984) jeleznek. E megfigyelések alapján több kérdés, illetve feltételezés is megfogalmazható:

— Kapcsolható-e a konglomerátum áthalmozása a környékbeli felső-eocén rétegsorokban izoláltan megfigyelhető szintektonikus jelenségekhez?

— A tektonikai tevékenység vajon csak lokális kiterjedésű volt, vagy nagyobb területen is érvényesült a hatása?

— S ha ez nagyobb zónában is működött, vajon meghatározható-e a lehetséges szerkezeti befolyás iránya és értelme?

A késő-eocén alapkonglomerátum és breccsa legjobb feltárásai a Budaörsi-hegyekben találhatóak. Részletes tanulmány készült az Odvas-hegyen (11–12. ábra, XIV/1. tábla), s az itt kapott eredmények birtokában folyatható tovább az egész zóna elemzése.



11. ábra. Budaörs környékének fedetlen földtani térképe WEIN (1977) után.
Fig. 11. Geological map of Budaörs (after WEIN, 1977).

A késő-eocén breccsa és konglomerátum üledékes jegyei (Odvas-hegy)

Szöveti bélyegek

Általános jelleg, hogy a késő-eocén durvatörmelékcs rétegsor kezdő- és zárótagja breccsa, s ebbe települ 2–4 méter vastag konglomerátum (15. ábra).

A triász dolomitra települő alsó breccsa (A) rendszerint fokozatos átmenettel válik konglomerátummá. Bázisát alkotó (Aa) mátrixvázú, szerkezet nélküli, osztályozatlan, görgeteg tartományba is benyúló szemcséi szögletesek. Fölfelé haladva a dolomit anyagú kavicsos-homokos mátrix fokozatosan fogy, a szemcseméret csökken, a klasztok kerekítettsége és osztályozottsága nő (Ab). A szemcsék lapossá válnak, s ezzel együtt a belső szerkezet irányítottá válik, az „a”-tengelyek közelítőleg az aljzat felszínével párhuzamosak.

Ez utóbbi már a konglomerátum–breccsa átmenete, s két uralkodó szemcsemérettel jellemezhető. A durva frakció még breccsa (irányított, egyre kerekítettebb, lapos klasztok), a finomabb pedig konglomerátum, s ezért nevezhető konglobreccsának is (FÁY-TÁTRAY, 1984) (XIV/2. tábla).

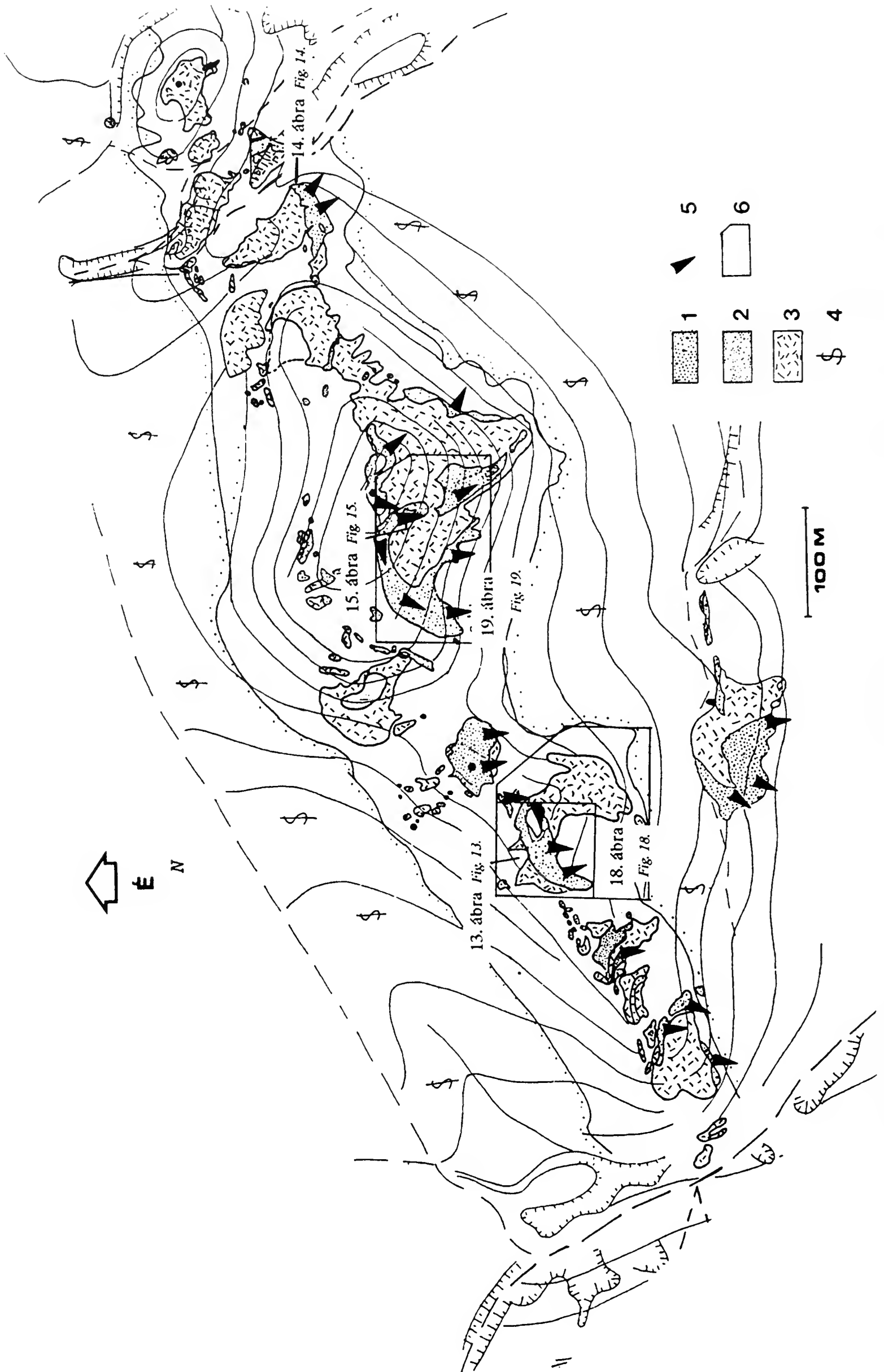
Az uralkodóan kavics-durvakavics szemcseméretű konglomerátum klasztok zöme lapos, jól kerekített, osztályozottsága jó-közepes, szemcséin részben márgával kitöltött fúrókagyló nyomokkal (B). Szövege helyenként szemcsevázú; itt az érintkezések pontszerűek, sztilolitos oldási felületek nélkül. Az egység legalább három rétegből áll (egy alsó és egy felső, jól osztályozott, irányított laposkavicsos rétegből: Ba, Bc, illetve a középső durvább szemű, osztályozatlan rétegből: Bb), amelyek lokális energiaszint változást, feltehetően egy abráziós tengerparton végbement, gyors, rövid ideig tartó vízszintcsökkenést jeleznek (HAAS J. és KÖRPÁS L. szóbeli közlése).

A konglomerátum gyorsan, de folytonosan megy át a fedő breccsába (C). A maximum 0,4 méter vastag átmeneti zóna inverz gradált, szemcsevázú; kaotikus szerkezet, osztályozatlanság, változó kerekítettség jellemzi (Ca). Fölfelé haladva a szövet szemcsevázúvá válik, a kerekítettség megszűnik, a szomszédos szemcsék pedig gyakran összeilleszthetőek.

A fedő breccsában (rendszerint ez a legvastagabb) a klasztok alig mozdultak el eredeti helyzetükből, mozaik módjára illeszkednek (Cb). Kevés mátrixuk dolomit breccsa, illetve homok. A szállítás feltehetően rövid lehetett, vagy nem is volt, pontosabban az egység egyszerre, egy tömbben jutott jelenlegi helyzetébe. Ez legegyszerűbben földrengéses zónákban tapasztalható gravitációs csúszásokkal magyarázható, magas, meredek sziklafalak összeomlása következtében.

A bazális breccsa (Aa) szemcsevázúsága, rossz osztályozottsága, a mátrix agyaghiánya gyors, kohéziómentes törmelékfolyásra (noncohesive debris flow) utal (LOWE, 1982).

Az átmeneti egységek (Ab, Ca) irányítotttsága, viszonylag durva szemcsemérete, még gyenge osztályozottsága, helyenkénti inverz gradációval azt jelzi, hogy a szerkezet inkább folyás (flow) során, mintsem ülepedés folyamán alakult ki (SCHULTZ, 1984). Leginkább egy törmelékfolyás (debris flow) bazális nyírásos zónájához (shear zone)



hasonlít (NEMEC és STEEL, 1984) és feltehetően a fedő összlet csúszásához szolgált nyírásos zónaként.

A breccsa és konglomerátum fenti üledékes bélyegei áthalmozásra, törmelékfolyásra jellemzőek (WALKER, 1975, 1984). A legvastagabb szelvény tanúsága szerint, földrengés hatására a fellazult, triász dolomit anyagú, sziklás tengerpart, a hullámveréses övben képződött abrúziós konglomerátumra szakadhatott. A breccsa-konglomerátum átmeneteinek gyors törmelékfolyásos bélyegei, nyírásos zónái arra is utalnak, hogy a leszakadás után a törmelék mozgása nem állt meg, hanem folytatódott tovább, s a leomlott sziklás part passzívan utazhatott az abrúziós konglomerátum tetején.

Csuszamlásos jelenségek

A fenti sziklaomlásos, csúszásos, törmelékfolyásos folyamatokhoz csuszamlásos jelenségek is kapcsolódtak. Legszebb példája (16. ábra) redőszerűen meggyűrődő konglomerátum-breccsa összlet érintkezése mentén, dolomit-homokos lencsében található.

Az aszimmetrikus redő alakú homokkőtest laminált, kavicszinóros, erősen hullámzik, dőlésirányban kivastagodik, laminációinak száma gyarapodik, s dőlése egyre meredekebbé válik (50°-os az alsó szárnyon). A fekü konglomerátum hosszúkás kavicsainak hossz tengelyei követik a homoklencse alakját, illetve kisebb hullámhosszú redőcskéket is alkotnak (16. ábra, XV/1. tábla).

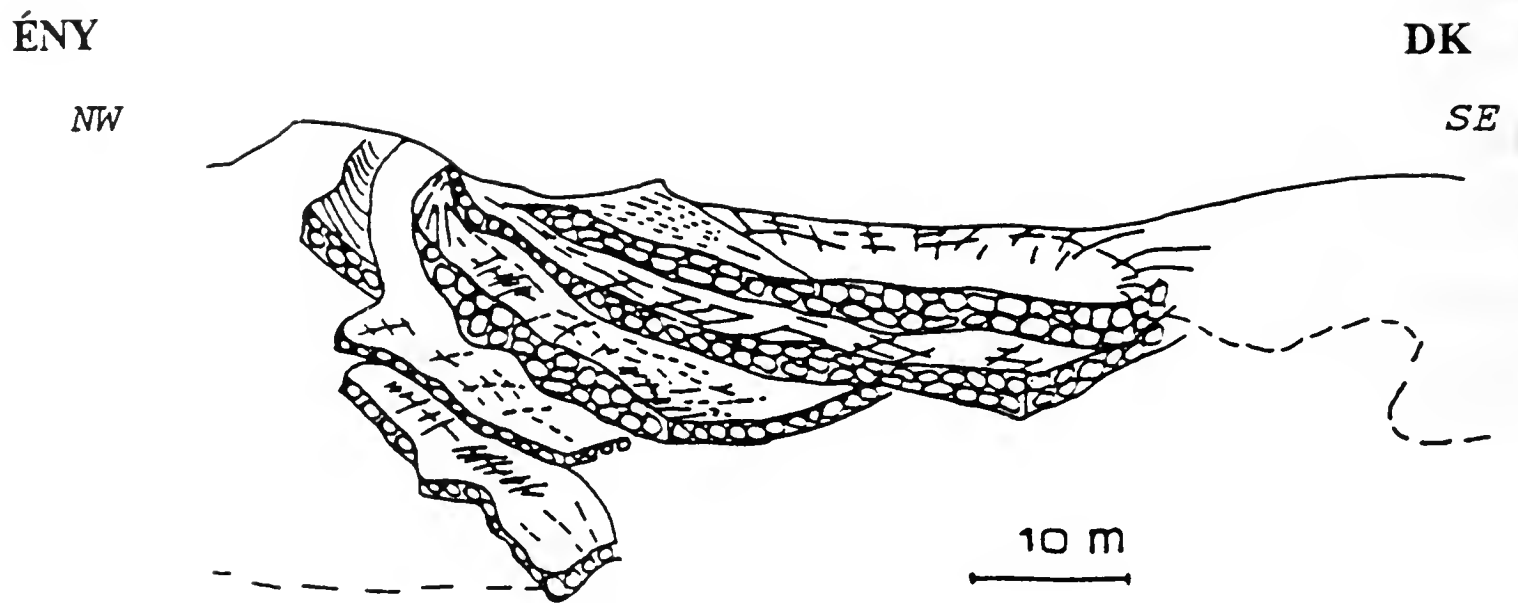
A fedő breccsa gyengébben, de szintén követi a redőszerű formát, s mindhárom összlet egyre meredekebbé válik és fokozatosan vastagodik déli irányban.

A laminációk és az egyre meredekebbé váló dőlés nyíróerő hatására történt csuszamlást jeleznek (MONTENAT és társai, 1990). A gyűrődés feltehetően konszolidáció közben történt, a rákövetkező üledékoszlop egyenetlen terhelése és lejtőmenti csúszása miatt (SURLYK, 1989 szóbeli közlése). A mozgás során belső deformációt is szenvedhetett az üledékes test, nem tektonikus eredetű irányított tengelyű gyűrődések keletkeztek, miközben az eredeti szerekzet nem esett szét. Mindezek az üledékes jegyek „cohesive mass flow”-t, azaz plasztikus állapotú, viszonylag lassú, lejtőirányú csuszamlást jeleznek (LOWE, 1982; SHULTZ, 1984; STOW, 1986).

A konglomerátumot itt is breccsa fedi, s ez a breccsa már plasztikus állapotban történő csuszamlási jegyeket is mutat. Ez utal a kronológiára is: először a földrengések pattanhattak ki, gyors törmelékfolyásokat, gravitációs csúszásokat okozva, majd — az üledék konszolidációja közben — csendesebb, lassúbb háttér kiemelkedés zajlott, s az ennek hatására meginduló lejtőirányú kúszások csuszamlásos redők kialakulásához vezettek.

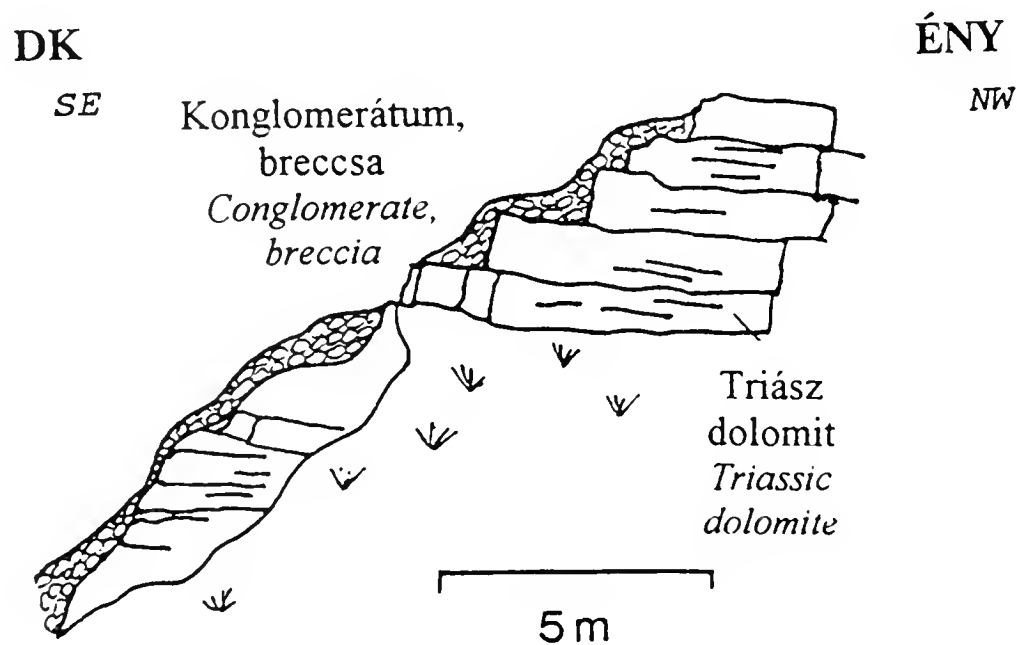
12. ábra. Az Odvas-hegy feltérképe. 1. Felső-eocén breccsa és konglomerátum; 2. Felső-eocén bryozoás márga; 3. Középső-triász dolomit; 4. Művelt terület; 5. Eocén konglomerátum és breccsa dőlése; 6. Részletes szállítási irány mérések, részletezve a 18., 19. ábrákon (MAGYARI, 1991b, módosítva).

Fig. 12. Covered geological map of the Odvas Hill in Budaörs. 1: Upper Eocene breccia and conglomerate, 2: Upper Eocene bryozoan marl, 3: Middle Triassic dolomite, 4: Cultivated fields, 5: Dip of Eocene conglomerate and breccia, 6: Detailed transport analysis (MAGYARI, 1991b, modified).



13. ábra. Kisméretű, legyező alakú eocén breccsa és konglomerátum anyagú törmelékkúp. Az egymásra következő nyelvek dőlésszöge fokozatosan csökken, szinszediment tektonikus billentésre utalva (MAGYARI, 1991a-b).

Fig. 13. Conglomerate and breccia slope apron. Three small lobes can be distinguished. The dip of each lobe decreases upwards, which means gradual tilting during redeposition (MAGYARI, 1991a-b).



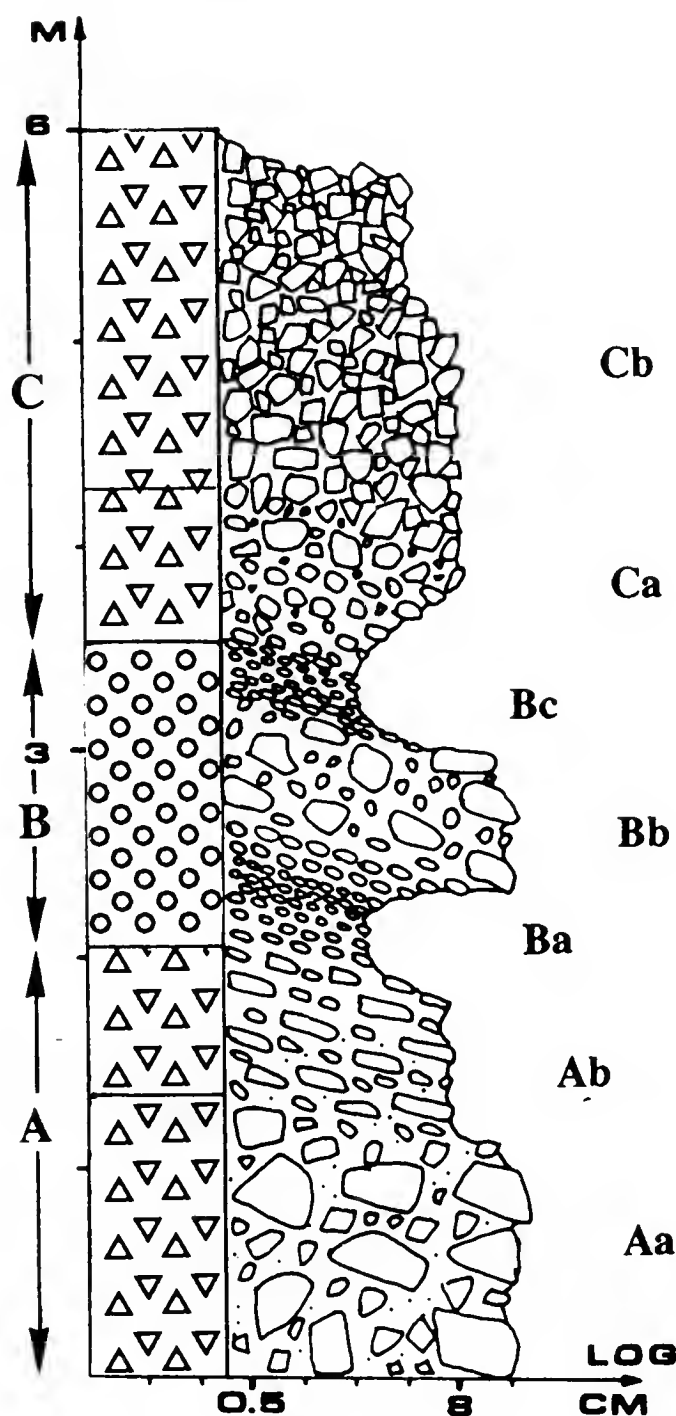
14. ábra. A triász felszín morfológiáját hűen tükröző késő-eocén törmeléklető. A lejtő dőlése 5–35° között változik.

Fig. 14. The Upper Eocene conglomerate and breccia follows the morphological steps of the Triassic dolomite layers. The originally near horizontal dip shifts to 30° within few metres.

Változó rétegdőlés

Szembeeszkő jelenség a konglomerátum és breccsa változó mértékű dőlése. Két fő típusa különíthető el:

1. Fokozatosan változik (13. ábra): az egymásra következő nyelvek dőlésszöge fölfelé haladva egyre csökken: 30–35° az alsó, 20–25° a középső, 10–15° a felső nyelven.



15. ábra. Az Odvas-hegy legvastagabb eocén törmelékes rétegsora. Az eróziós triász felületre mozzgatott, gyengén kerekített eocén breccsa települ (A), erre keskeny átmeneti zónával jól kerekített, hosszúkás kavicsokból álló konglomerátum következik, magjában durva konglo-breccsával (B). Végül keskeny átmeneti zóna után a konglomerátumra alig mozzgatott breccsa települ (C) (MAGYARI, 1991a–b, módosítva).

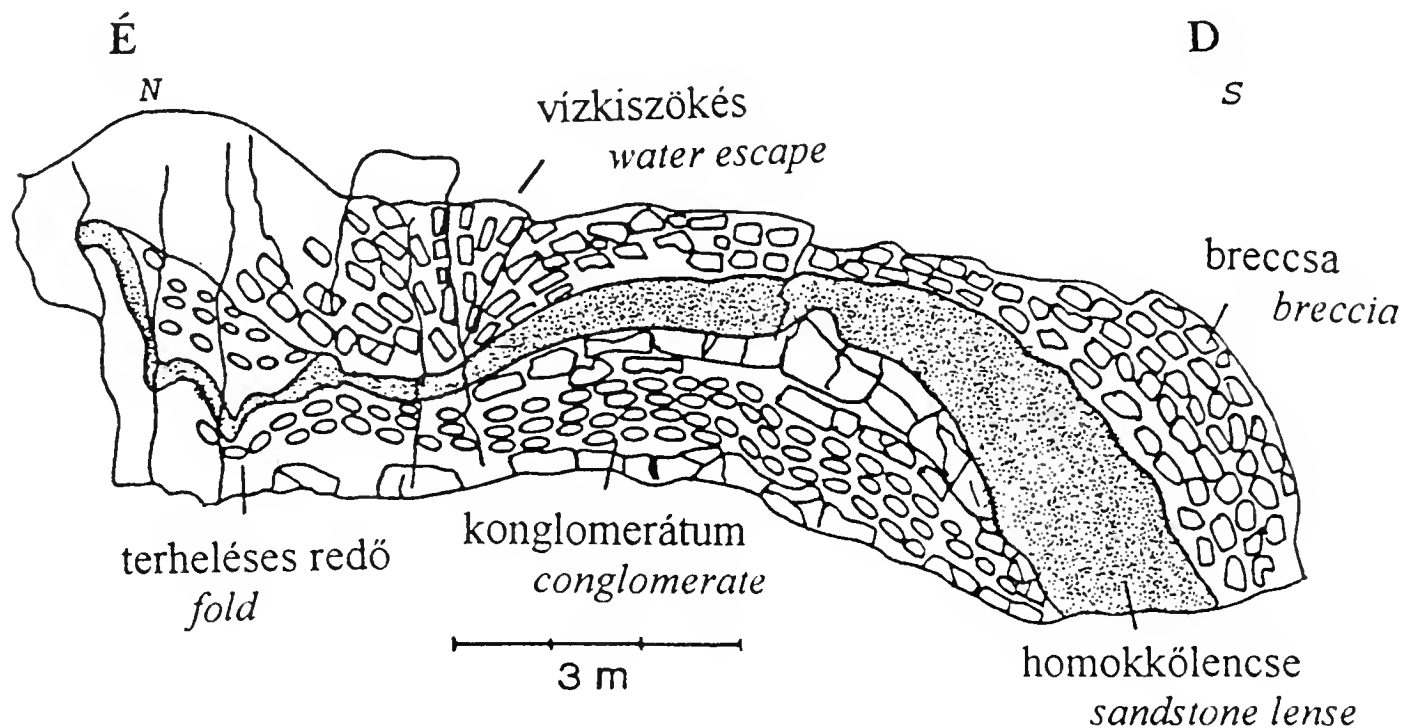
Fig. 15. Section of the thickest Eocene breccia and conglomerate outcrop of Odvas Hill. Angular-subangular breccia is deposited on the eroded Triassic surface (1). It is followed by conglomerate layers (2). This is covered by breccia (3), where the clasts are only slightly displaced from their original position. These breccias derived from rock falls as a consequence of a sudden shock (MAGYARI, 1991a–b, modified)

A jelenség lerakódással egyidejű, rövid szakaszokból álló, vagy folyamatos billenést, s egyben feltöltődést jelez. A legalsó nyelv még a legfőbb lerakódása előtt mozdulhatott ki eredeti helyzetéből, szinszediment tektonikai tevékenységre utalva. Hasonló, üledékképződés közbeni billenést tükröz a szomszédos út-hegyi alapszelvény szögdiszkordancia felülete is (BÁLDI és társai, 1983).

2. A rétegdőlés helyről-helyre folyamatosan változik (5–40° között): a törmelékösszlet hullámzó felülete követi a lerakódás idején létezett triász felszín lépcsős morfológiáját (14. ábra). A dőlés nagy változásának oka valószínűleg itt is a csuszamlásokat kiváltó, konszolidáció közbeni lassú háttéremelkedés lehetett. A

részleges diagenézis hatására megnövekedett szemcseközi kohézió már gátolhatta az összes morfológiai változást kiegyenlítő, gyors törmelékfolyásokat.

A triász dolomit anyagú eocén breccsa és konglomerátum klaszterek itt is fűrőkagylónyomosak; abrázios sziklás tengerpartról, erős mozgatottságról tanúskodnak (FODOR és KÁZMÉR, 1989).



16. ábra. Csuszamlásos eredetű redő (slump) eocén breccsában és konglomerátumban. A közbeékelt homokkölencse vastagodó alsó szárának dőlése 50° . Mindhárom egységen tükröződik a lejtőirányú mozgás hatására, plasztikus állapotban történt üledéktorlódás. A jelenség a háttér konszolidáció közbeni emelkedését jelzi (MAGYARI, 1991a-b).

Fig. 16. Small slump in an Eocene conglomerate-breccia sequence. Both the thickness, the number of laminations and the dip of intercalated pebbly silty sandstone gradually increases downslope. It was probably formed in plastic state, strongly suggesting uplift of the background (MAGYARI, 1991a-b, modified)

Szállítási irányok

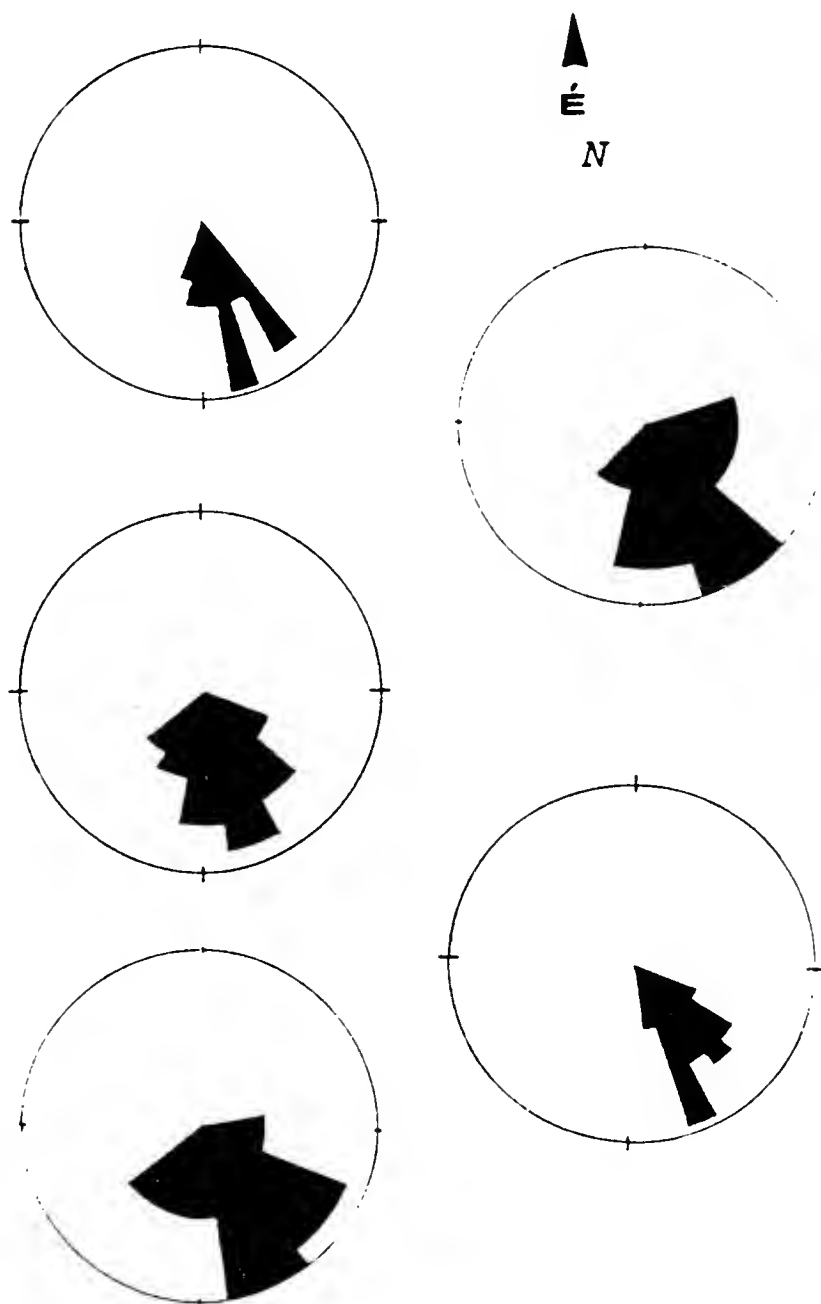
Az odvas-hegyi konglomerátum szemcséi hosszúkás alakúak, irányítottak, ritkán zsindeles szerkezetűek. Így az „a”-tengely (hossztengely) mérések eredményesen alkalmazhatók szállítási irányok meghatározására. Kérdés, hogy a breccsák esetében a mérésűrűség növelése érdekében ez dőlésmérésekkel kiegészíthető-e.

Összehasonlításképpen a terület öt pontján három oldalról hozzáférhető konglomerátum tömbökön a 2 cm-nél nagyobb kavicsok hossz tengely irányait mértem ki (30–40 db mérés tömbönként). WALKER (1975) szerint ezek a tényleges szállítási irányt mutatják. Az irányok nagyon jól egyeznek ugyanazon terület dőlésértékeivel — jelezve a mai és a késő-ecén morfológia erős hasonlatosságát — így itt a kétféle módszer kombinálható (12., 17. ábra).

Az eocén konglomerátum és breccsa általános dőlése DK és DNy között váltakozik. A részletes rekonstrukciók szerint ez nem ilyen egyszerű. Példaként említhető a 13. ábra törmelékes összelete, ahol a három eltérő dőlésszögű ($10-15^\circ$, $20-25^\circ$, $35-40^\circ$) nyelvnek megfelelően a szállítási irány is változik DDK–D–DNy felé (18. ábra). Említésre méltó a 15. ábra szelvénye is, itt két sávban, egy DDNy-i és egy DDK-i csapásban történt az áthalmozás (19. ábra). Ez arra utal, hogy a folt magjában akadály lehetett, amit a

törmelék gravitációs mozgása során megkerülni kényszerült, illetve az KÉK szélén egy töréses zóna az elterjedésnek — és ezzel együtt a szállítási iránynak is — éles határt szabott.

Mindkét példa az eredeti leülepedési felszín lerakódásra gyakorolt befolyására utal, s feltehetően minden kis törmelékes foltnak (12. ábra) megvan az előbbiekhez hasonló — részletes mérésekkel rekonstruálható —, morfológiától is függő szállítási története.



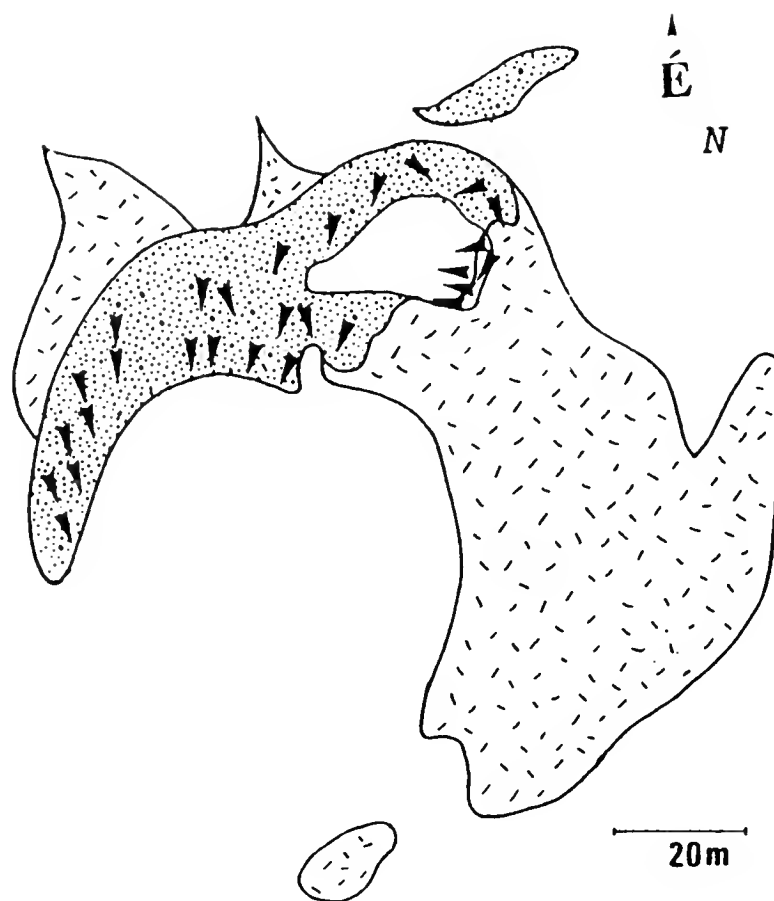
17. ábra. Háromdimenziós eocén konglomerátumon végzett kavics „a”-tengely mérés eredményei (2 cm, vagy ennél hosszabb tengelyek esetén): a szállítási irányok DDNy–DK között változnak.

Fig. 17. “a”-axis measurements of conglomerates. The transport directions vary between SSW and SE.

Az üledékföldtani jelenségek összegzése

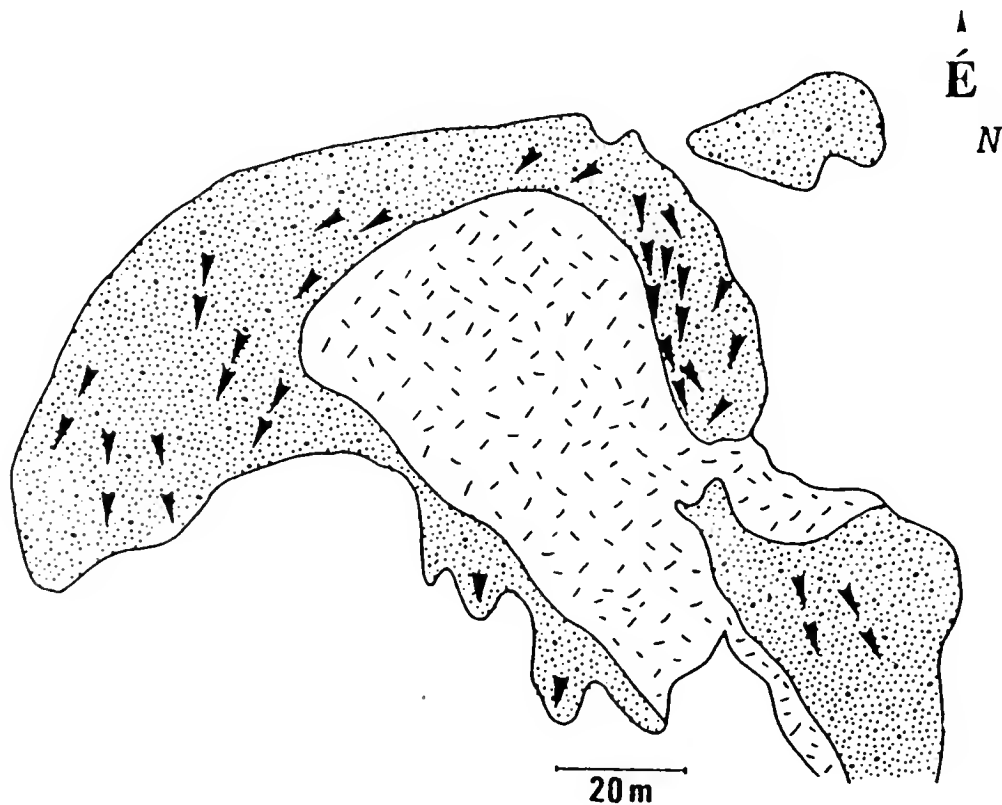
A konglomerátum-breccsa összlet üledékes bélyegeinek vizsgálata arra utal, hogy:
— Eróziós triász felület található a késő-eocén breccsa és konglomerátum alatt.

— Önálló fejlődéstörténetű breccsa és konglomerátum anyagú törmelékletők alakultak ki, változó dőlésszöggel, áthalmozási bélyegekkel, földrengés okozta sziklaomlásokkal, csúszásokkal, gyors törmelékfolyásokkal, plasztikus állapotú csuszamlásokkal.



18. ábra. A 13. ábra kis törmelékkúpján az egymásra következő nyelveken a szállítás DDNy-ról D-DDK felé fordult.

Fig. 18. The transport direction on the subsequent lobes of the small slope of Fig. 13. changed from SSW to SSE.



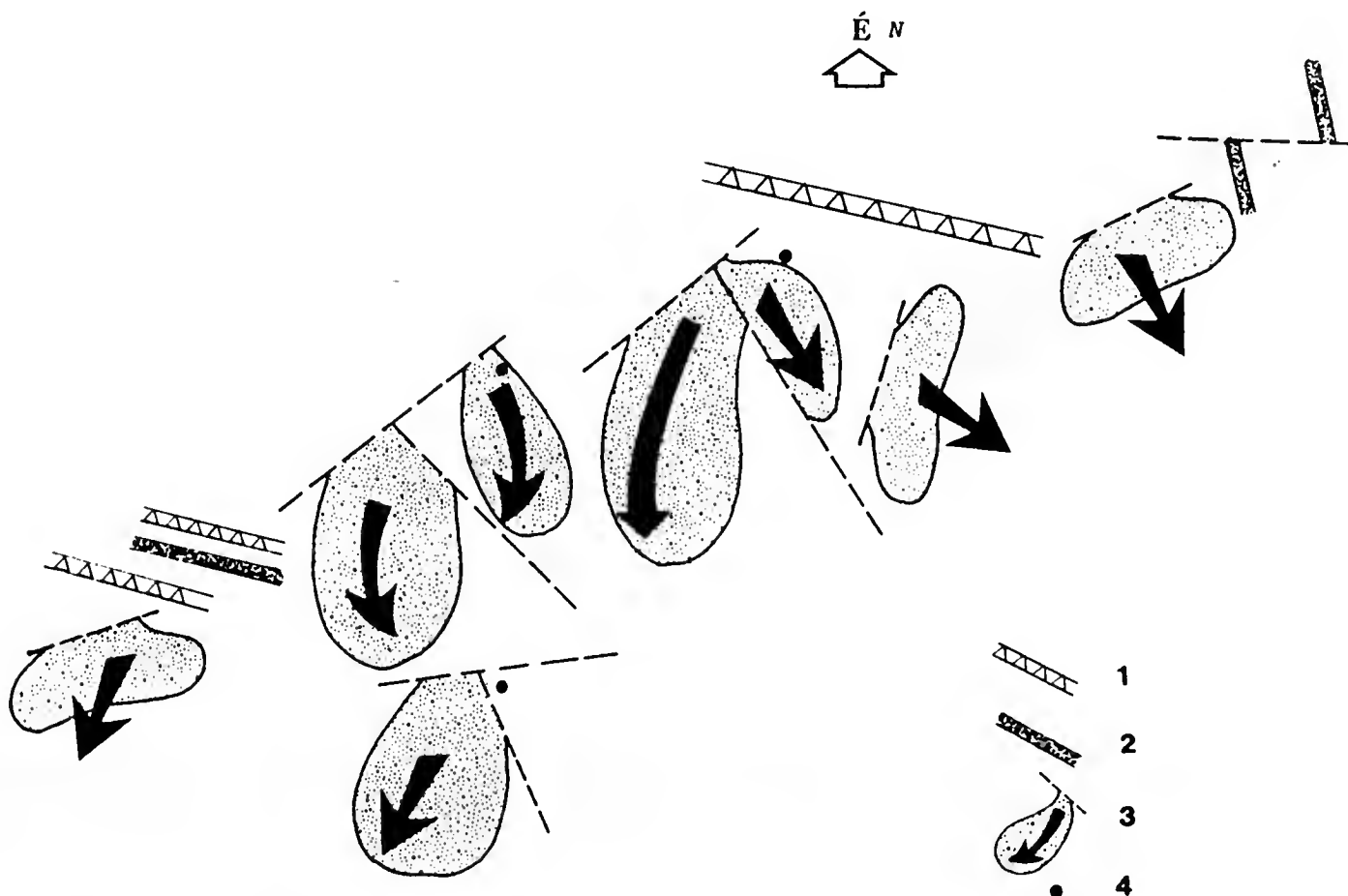
19. ábra. A 15. ábra szelvényének környékén a szállítási irányok tektonikus preformációra utalnak. Középen egy akadály két ágra osztotta a törmelékkúpot. A K-i ág egyenes vonalú triász/eocén kontaktusát a törmelék útja is jól jelzi.

Fig. 19. The transport directions in the section of Fig. 15. and of its surroundings indicate tectonic preformation. Probably there was a barrier in the middle of the area which dissected the slope. The straight Eocene/Triassic contact reflects the transport directions of the eastern branch.

— A vizsgált és a térképen (12., 18–19. ábra) jelölt késő-eocén konglomerátum- és breccsafoltok mindegyike egy-egy kis lejtőnek felel meg. Ezek feltehetően egy összefüggő, vonalszerű forrásból származó nagyobb lejtő (slope) részei. Ezen lejtőcskék folyamatosan torzultak, változtak a lerakódás folyamán. A jelenségek erős késő-eocén szinszediment tektonikai befolyásra utalnak (HOOCKE, 1972; READING, 1980; STEEL és GLOPPEN, 1980).

Az üledékes telérek tektonikai jelentősége

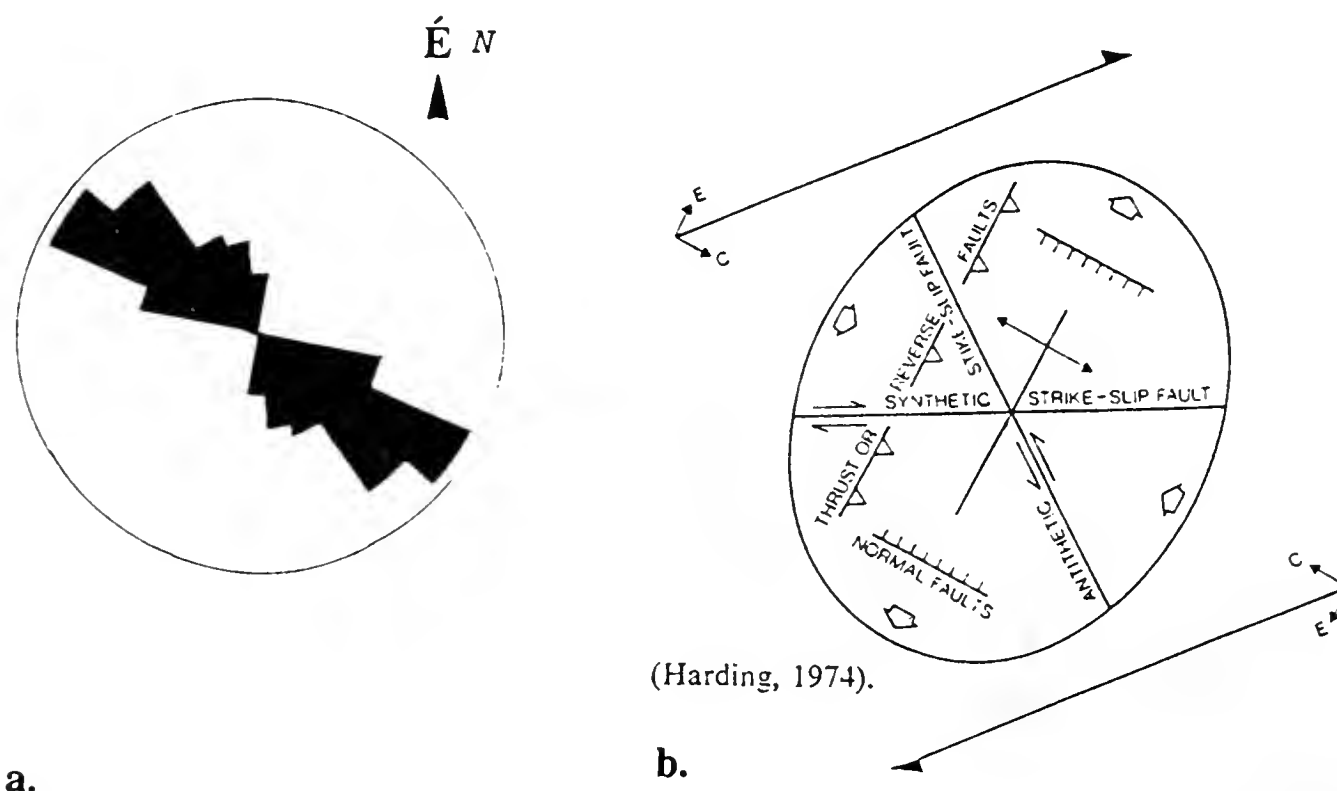
A terepi megfigyelések, geomorfológiai jellegzetességek és szállítási irányok (valamint változásaik) alapján a törmelékkúpokat preformáló, az üledékképződéssel egyidőben működő szerkezeti vonalak meg is szerkeszthetők (20. ábra). Egy fontos dolog azonban hiányzik, mert a terepen közvetlenül nem észlelhető; ezen vonalak értelme.



20. ábra. Az eocén breccsa és konglomerátum anyagú törmelékhejtőket szinszediment módon preformáló főbb szerkezeti vonalak az Odvas-hegyen (méretarány nélkül). 1. Nagyobb breccsa telér; 2. bryozoás márgával erősen átjárt zóna; 3. Késő-eocén törmelékhejtő; 4. Lokális morfológiai csúcs; 5. Feltolódás; 6. Oldaleltolódás.
Fig. 20. Trends of fractures which influenced the development of the Eocene slopes of Odvas Hill (without scale). 1: Large breccia dykes, 2: Zones strongly infiltrated by bryozoan marl, 3: Late Eocene slopes, 4: Local morphological peaks, 5: Reverse fault, 6: Strike slip fault.

Azonban a tektonikus szerkezeti elemeket vizsgálva a terepen, látványos bryozoás márgával, breccsával és konglomerátummal kitöltött neptuni telérek találhatók (XV/2. tábla). Anyakőzetük triász dolomit és eocén breccsa-konglomerátum. A breccsa-konglomerátum anyagú telérek anyakőzete triász dolomit (bár saját anyagú beágyazó környezet sem lenne kizárható), a márga telérek befogadó kőzete triász dolomit, breccsa-konglomerátum, mind pedig maga a breccsa-konglomerátum telér is lehet. Ez

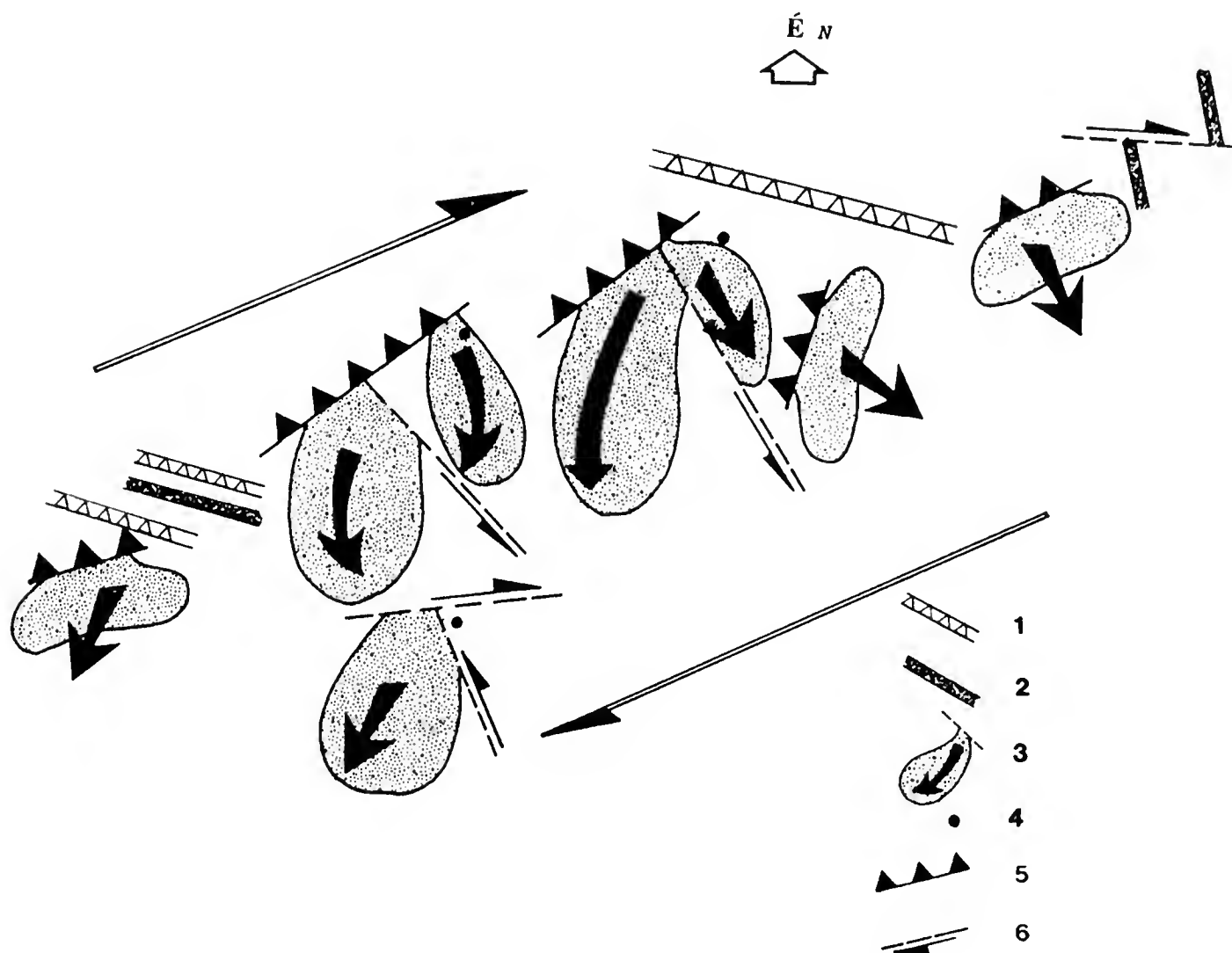
utóbbi többszöri felújulást jelez. Alakjuk lefelé szűkülő (XV/2. tábla), ékalakú, párhuzamos falú, egyenes vagy cikkcakkos lefutású. A telérek fő csapása NyÉNy–KDK-i irányú (95 teléren végzett mérés alapján) (21a ábra). E telérek tenziós hasadékok, a tenziós hasadékok pedig párhuzamosak a potenciális normál vetőkkel és csapásirányuk kijelöli a helyi kompresszió irányát (WILCOX és társai, 1973; MONTENAT és társai, 1987a). Ezekkel a telérekkel sikerült tehát meghatározni egy egyidejű törésrendszer egyik elemét. ÉÉNy-DDK-i csapású erőteret feltételezve a tenziós hasadékok segítségével, jellemezhető a rendszerhez tartozó többi tektonikus vonal is. Így a telérek csapásába beforgatva HARDING (1974) nyírási ellipszoidját úgy, hogy a normál vető (azaz a kompressziós irány) párhuzamos legyen a telérek fő csapásirányával, mód nyílik a terület szerkezeti elemeinek és az elméleti feszültségtér diagram egymáshoz rendeléséhez (21b ábra).



21. ábra. a. Eocén szinszediment tenziós hasadékok (neptuni telérek) csapásának rózsadiagramja. b. A telérirányok alapján orientált deformációs ellipszoid (HARDING, 1974). A telérek fő csapása (NyÉNy–KDK) a helyi kompresszió irányát jelzik.

Fig. 21. a. Rose diagram of Eocene tension gashes (neptunian dykes) filled with breccia, conglomerate and marl. b. HARDING's figure of structural pattern is oriented parallel to the strikes of the dykes. The direction of the local compression was WNW–ESE.

Ezzel a 20. ábráról hiányzó értelmezés, a telérek segítségével orientált feszültségtér alapján már megadható (22. ábra). A kapott eredmény azt mutatja, hogy a legtöbb vonal jobbos oldaleltolódásként és feltolódásként működött. Az eddigiekben vizsgált gravitációs mozgásokat, üledékrogyásos jelenségeket és törmelékes lejtők kialakulását okozó feltolódások, szintetikus és antitetikus oldaleltolódások pedig egy jobbos mozgás hatására alakulhattak ki. Az Odvas-hegyen a késő-eocén szedimentációt ez a nagyobb léptékű, jobbos oldaleltolódás irányíthatta (22–23. ábra).



22. ábra. Az orientált deformációs ellipszoid (HARDING, 1974) segítségével az eocén törmelékűpokokat preformáló szerkezeti vonalak értelmezhetők. Az üledékképződést egy jobbos oldaleltolódás irányította (méretarány nélkül). 1. Nagyobb breccsa telér; 2. bryozoás márgával erősen átjárt zóna; 3. Késő-eocén törmeléklető; 4. Lokális morfológiai csúcs; 5. Feltolódás; 6. Oldaleltolódás.

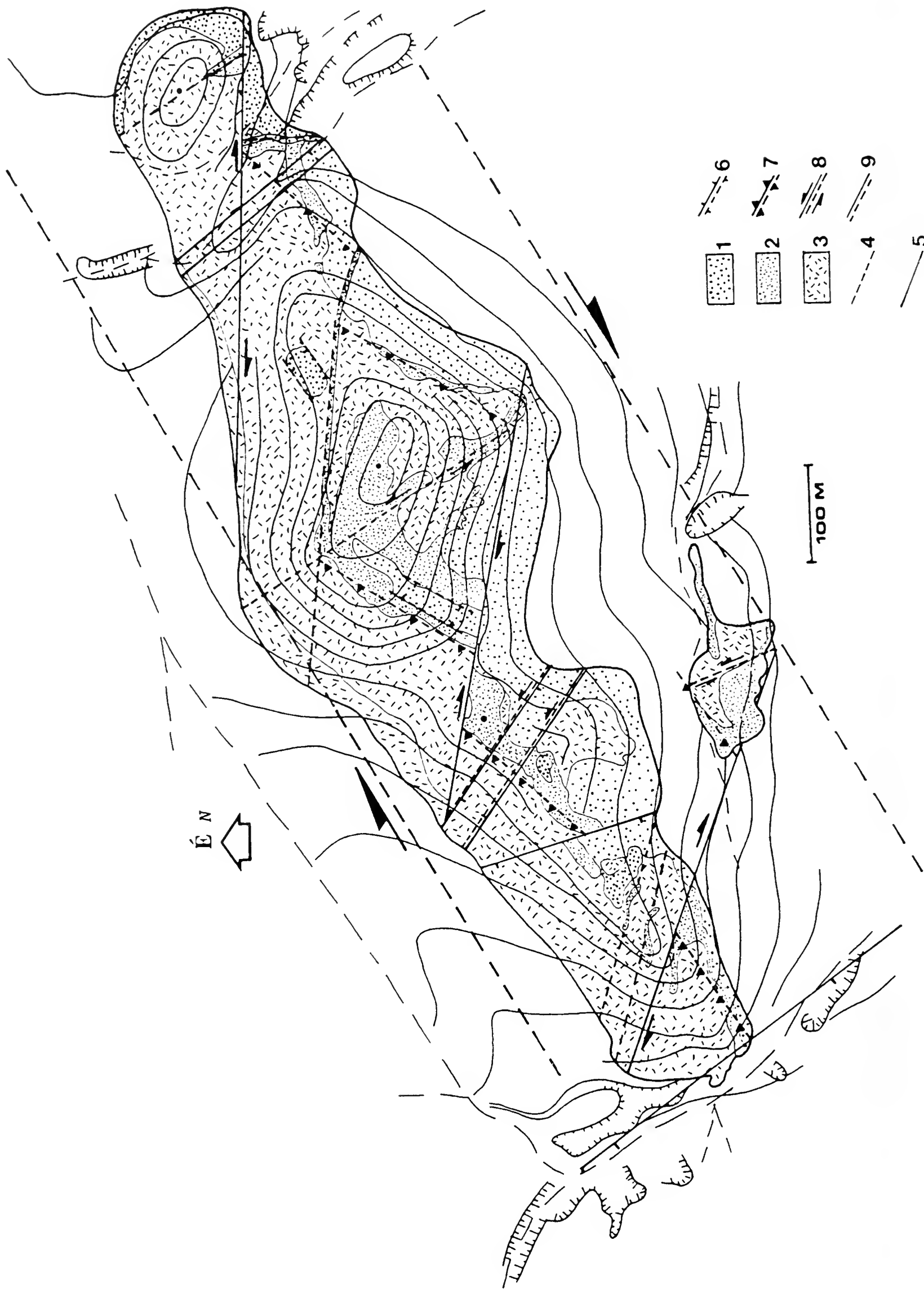
Fig. 22. The meaning of the fractures which influenced the birth of the slopes in Odvas Hill can be determined with the help of the oriented structural pattern figure of HARDING (1974). A right lateral movement influenced the sedimentation. 1: Large breccia dykes, 2: Zones strongly permeated with bryozoan marl, 3: Late Eocene slopes, 4: Local morphological peaks, 5: Reverse fault, 6: Strike slip fault.

A Kő-hegy, Törökugrató, Odvas-hegy, Farkas-hegy és a Szekrényes közös szerkezeti sajátosságai

Az Odvas-hegy részletes vizsgálata során kiderült, hogy a késő-eocén képződmények ÉÉNy-DDK-i csapásirány mentén mutatják a legmarkánsabb változatosságot. Ezért érdemes ÉÉNy-DDK-i irányú szelvények mentén vizsgálni a Törökugratót, a Kő-, Farkas-hegyet és a Szekrényest is (11. ábra).

E hegyek késő-eocén breccsa- és konglomerátum anyagú őslajtói szintén felső-eocén áthalmozásra utalnak és az Odvas-hegyről részletesen ismertetett üledékes jegyeket mutatnak. (Eltérés helyenként a törmelék összetételének arányában van.) Az itt észlelt lejtők, áthalmozások, telér- és vetőirányok, a szerkezetek együttes geometriája arra utal, hogy a késő-eocén üledékképződést nemcsak az Odvas-hegyen, de a környékbeli hegyekben is nagyobb jelentőségű szerkezeti mozgások irányították.

WEIN (1977a) térképein jól látszik (11. ábra), hogy a budaörsi hegyek csapása azonos, ez oldaleltolódásos zónákban kialakuló kulisszás, redős szerkezetekre jellemző



(WILCOX és társai, 1973; Budaörsön ezt először TARI, 1989 vetette föl, szóbeli közlésben). Így vélhető, hogy az ÉK-DNy-, illetve KÉK-NyDNy-i irányban elrendeződött vonulatok mindegyike egy-egy kis antiform (XIV. tábla) és kulisszás-redős szerkezetet (en echelon structure) mutatnak egy nagyobb, több kilométer széles 105–110–285–290° csapású zónán belül (25., 62a ábra). Ezt a zónát nevezzük „Budaörsi oldaleltolódásos zónának” (FODOR és társai, 1992). A kulisszás-redős elrendeződés jobbos oldaleltolódást jelez e zóna mentén (WILCOX és társai, 1973), melyben az Odvas-hegyhez hasonlóan a szedimentációt feltolódások és oldaleltolódások irányíthatták. A kifejlett kulisszás redők (en echelon folds), és feltolódások konjugált töréspárok, kompressziós jellegű oldaleltolódásos területek tipikus szerkezeti bélyegei (25. ábra) (HARDING, 1973; WILCOX és társai, 1973; SANDERSON és MARCHINI, 1984). A fenti jelenséget, hogy egy uralkodóan nyírásos jellegű zóna „kisebb” tektonikai elemei kompressziós jellegűek HARLAND (1971) egyszerű transzpresszióként definiálta.

A kompresszió során a tércsökkenés jelentős anyagkipréselődéshez vezethet (SYLVESTER és SMITH, 1976), ezért transzpressziós övek igen gyakori kísérői a pozitív virágszerkezetek (HARDING, 1985). Feltehetően így van ez a Budaörsi-zónában is, melyre az alábbi jelenségek is utalnak:

— a zóna az északi peremén (a Kecse-hegytől ÉNy-ra) egy látványos, kisméretű virágszerkezet található (26. ábra). A szerkezeti mozgás kora a fedő üledékes képződmények deformációja alapján késő-eocén Q (FODOR és társai, 1992).

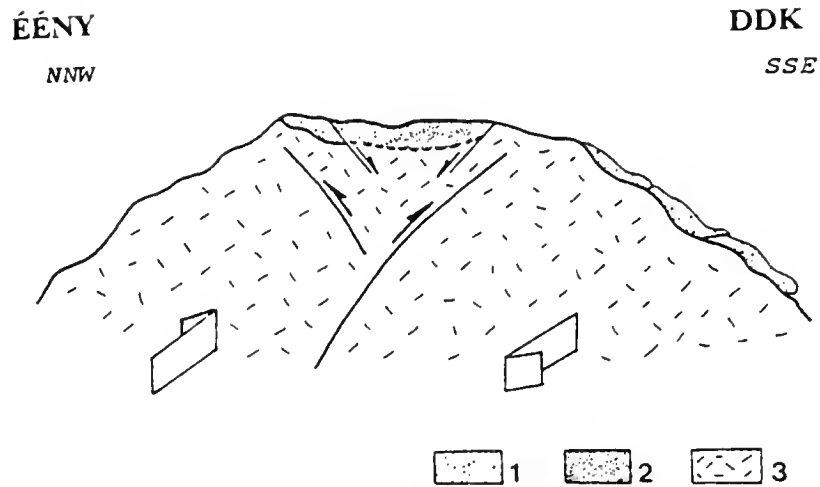
— a hegygerinceken, a hátakkal párhuzamosan — a boltozódás későbbi fázisában kialakulhatott — bryozoás márgával kitöltött, 10–20 méter széles árkok vannak (XVI/1. tábla), melyek a boltozatok (antiformok) tetején gyakran kialakuló extenziós árkokhoz hasonlóak (24. ábra).

— nem szabad figyelmen kívül hagyni SCHAFARZIK és VENDL (1929) budaörsi-hegyekre vonatkozó kiváló morfológiai megfigyelését sem: „Általában azt tapasztaljuk, hogy a vonulatok legészakibb röge a legmagasabb nívóban van, illetőleg, hogy a legdélibb a legmélyebbre zökkent le.”. Pontosan úgy, mintha ÉÉNy-felé egy nagyobb kb. DDNy-ÉÉK-i csapásirányú antiform /vagyis az előbb említett nagy pozitív virágszerkezet/ tengelye felé közelednénk (25. ábra).

Az ÉÉNy-DDK-i elvi szelvény (24., 27. ábra) is ezzel a szerkezettel számol: a hegyek pozitív virágszerkezetet mutatnak, pontosabban, egy nagyobb pozitív virágszerkezet szirmait alkotják, a „szirmok” tetején a hátakkal párhuzamos extenziós hasadékokkal. Ennek a nagyméretű antiformnak a tengelye — mint a környék morfológiailag legmagasabb triász dolomit vonulata — szolgálhatott a vizsgált késő-eocén törmelékes lejtők anyagforrásául.

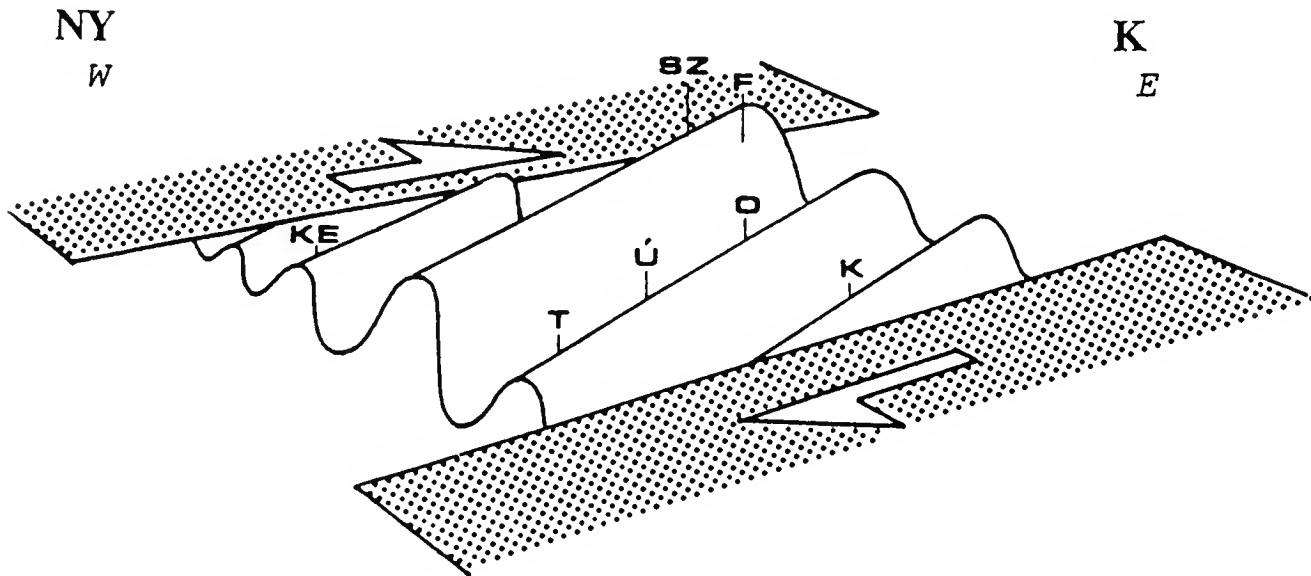
23. ábra. Az Odvas-hegy negyedkori képződményekkel fedett térképe. A késő-eocén szinszediment törések szerkesztése a 22. ábra felhasználásával történt. 1. Felső-eocén bryozoás márga; 2. Felső-eocén breccsa és konglomerátum; 3. Középső-triász dolomit; 4. Késő-eocén szinszediment törések; 5. Eocén üledékképződés utáni törések; 6. Normál vető; 7. Feltolódás; 8. Oldaleltolódás; 9. Litoklázis.

Fig. 23. Geological map of Odvas Hill covered with Quarternary sediments. Fig 22. was used for combining the Late Eocene synsedimentary faults. 1: Upper Eocene bryozoan marl, 2: Upper Eocene breccia and conglomerate, 3: Middle Triassic dolomite, 4: Late Eocene synsedimentary faults, 5: Post-Eocene faults, 6: Normal faults, 7: Reverse faults, 8: Strike slip faults, 9: Lithoclasts.



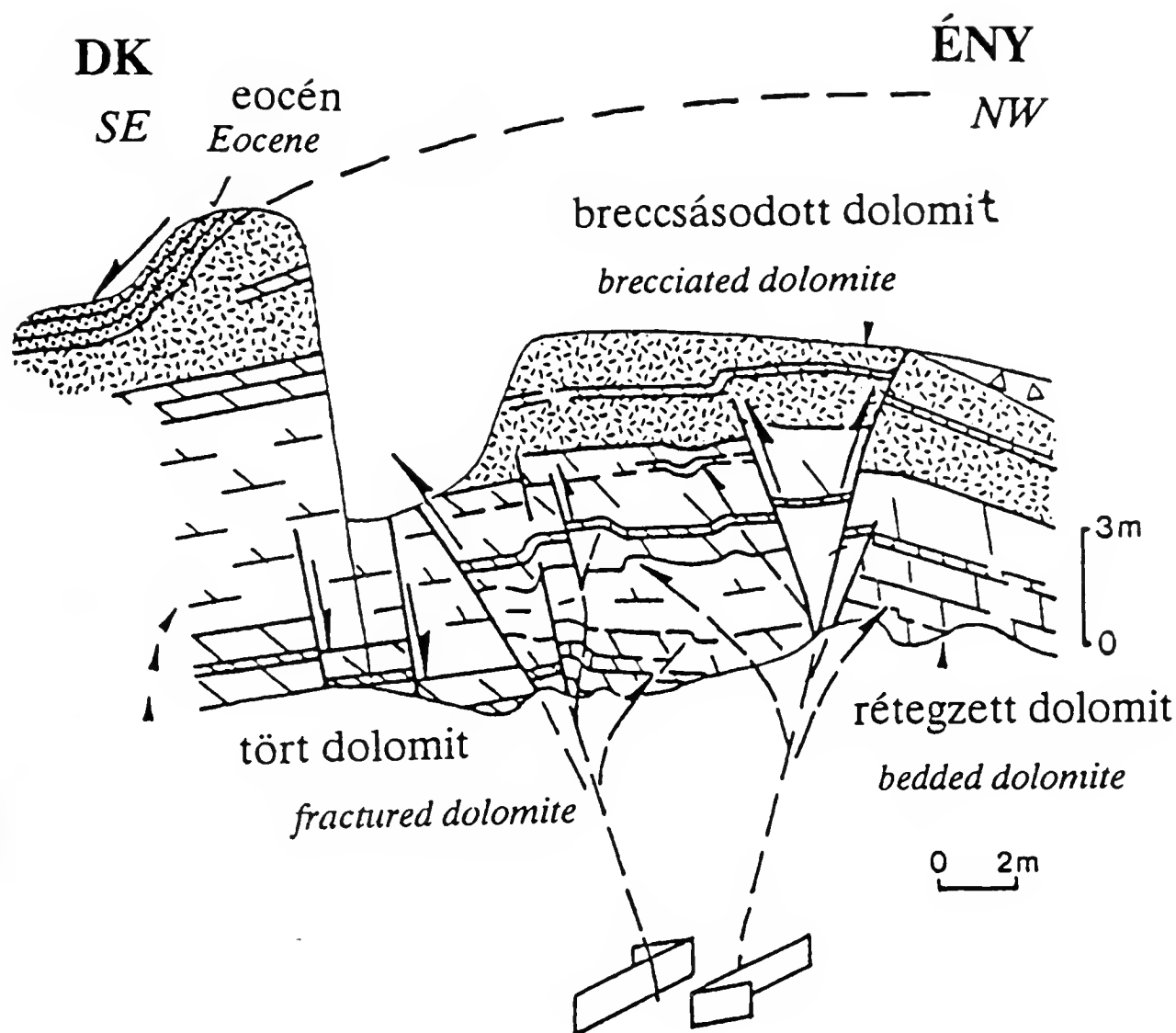
24. ábra. ÉNy-DK-i csapású összevont szelvény a Budaörsi-hegyekről (Kő-, Odvas-, Út-hegy, Törökugrató, Kecse-, Szekrényes-hegy). 1. Eocén breccsa-konglomerátum; 2. Bryozoás márga; 3. Triász dolomit (vö. XVI/1. tábla).

Fig. 24. Simplified NW-SE cross section of the Budaörs Hills (Kő-Hill, Odvas-Hill, Török Hill, Kecse-Hill, Szekrényes Hill). 1: Eocene breccia and conglomerate, 2: Bryozoan Marl, 3: Triassic dolomite.



25. ábra. Késő-eocén kulisszás redők (en-echelon folds) a Budaörsi-hegyekben. Az elrendeződés a Budaörsi oldaleltolódásos zóna jobbos jellegére utal. A kifejlett antiformokat és a térrövidüléssel szerkezeteket az eltolódás kompressziós komponense okozta. A hegyek közel szimmetrikusan növekednek a zóna közepe felé (vö. 11. ábra). A zóna szélessége 3-4 km (K - Kő-hegy, O - Odvas-hegy, U - Út-hegy, T - Törökugrató, KE - Kecse-hegy, Sz - Szekrényes-hegy, F - Farkas-hegy).

Fig. 25. Late Eocene en echelon antiforms in the Budaörs Hills. The arrangement of the ridges indicates right lateral movement of the Budaörs shear zone. The well developed antiforms, reverse faults with conjugate fractures indicate shortening component of this strike slip zone. Note the symmetrically upward increasing height of the hills. (K: Kő Hill, O: Odvas Hill, U: Út Hill, T: Török Hill, KE: Kecse Hill, Sz: Szekrényes Hill, F: Farkas Hill)



26. ábra. Kisméretű pozitív virágszerkezet a Kecse-hegy ÉNy-i peremén (FODOR és társai, 1992). Az eocén fedő plasztikus állapotban bekövetkezett deformációja a mozgás szinszediment jellegére utal.

Fig. 26. Small, positive flower structure on the Kecse Hill, covered by Upper Eocene sediments, which suffered synsedimentary deformation (FODOR et al., 1992).

Következtetések

A Budai-hegység déli peremén a késő-eocén folyamán ÉNy-DK-i irányú kompresszió hatására egy 3–5 kilométer széles, transzpressziós jellegű, KÉK–NyDNY-i csapású jobbos oldaleltolódásos zóna, a „Budaörsi oldaleltolódásos zóna” kezdett kialakulni. Ennek a zónának a működése okozta a felső-eocén alapbreccsában és konglomerátumban azokat az üledékképződéssel egyidejű tektonikai eseményeket amelyek a eocén rétegsor további tagjaiban is (mészköben és márgában) megtalálhatóak. Ez a zóna az Észak-Pannon-egység déli pereméhez közel fekszik, így feltehetően e nagyszerkezeti egység határzónájának deformációs jellegét tükrözi. A kimutatott oldalelmozdulás bizonyíték egy késő-eocén jobbos mozgásra, esetleg egy új, akkor még kezdeti stádiumban lévő, ébredő feszültségtérre.

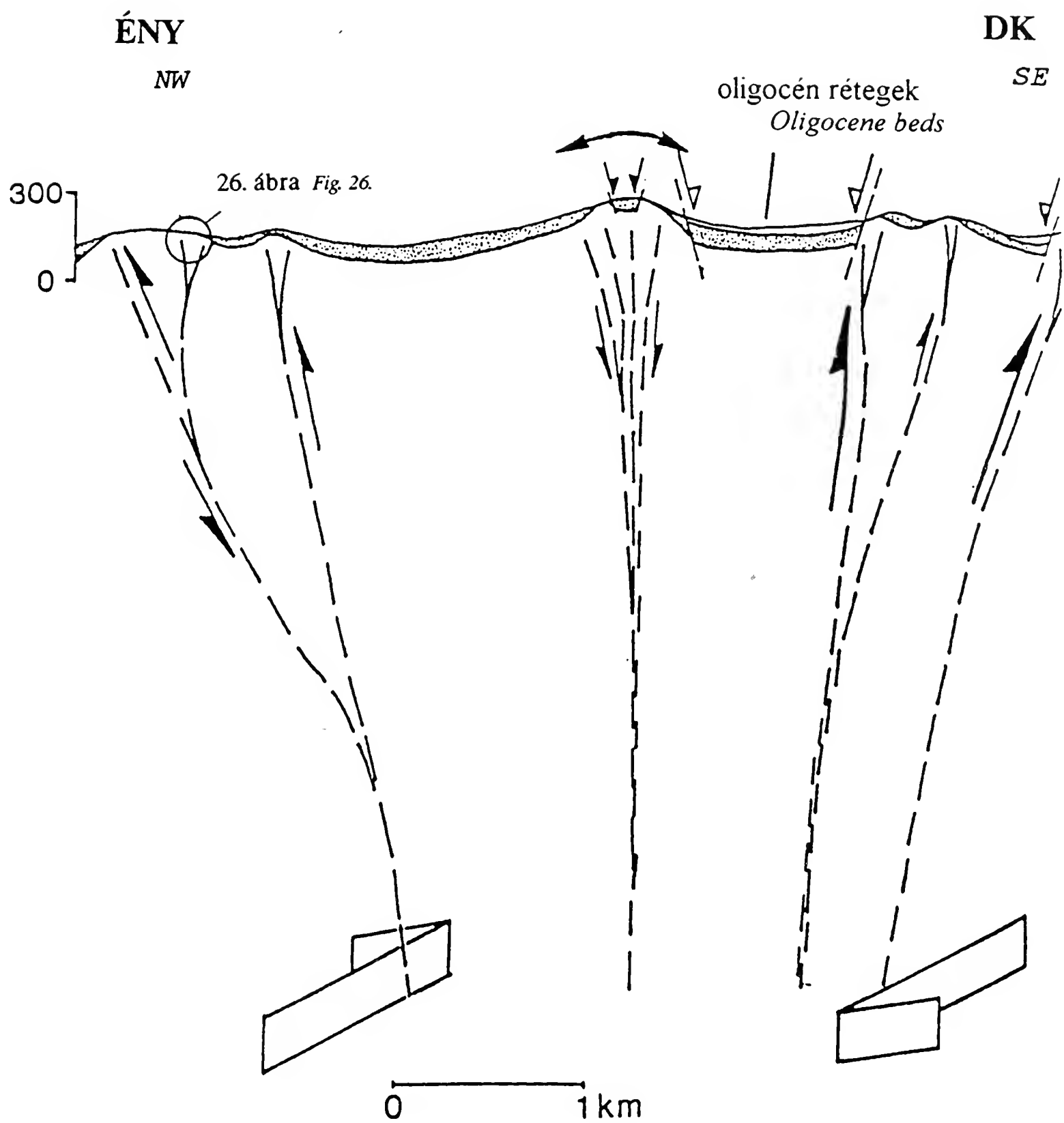
Összefoglalás

A Budaörsi-hegyek (Odvas-hegy, Törökugrató, Kő-hegy, Farkas-hegy és a Szekrényes-hegy) feltárásaiban a késő-eocén breccsa és konglomerátum üledékföldtani bélyegei arra utalnak, hogy az üledék képződése idején intenzív tektonikai tevékenység zajlott és a mai felszíni formakincs jól tükrözi a késő-eocén morfológiát. Nyomai az alábbiak:

Fokozatosan, illetve folyamatosan változó rétegdőlések, amelyek a lerakódással egyidejű, szakaszos vagy folyamatos billentést és egyben feltöltődést sugallnak. Eróziós triász felületre települt eocén breccsa és abráziós konglomerátum összletek földrengés hatására történt gyors átülepedése. Bennük kis üledékrogyásos redők alakultak ki, a fedő üledékoszlop egyenetlen terhelése és lejtőirányú csúszása következtében. A breccsa és konglomerátum általános DK–DNY-i szállítási irányain a helyi morfológiai hatások is tükröződnek, azaz a törmelék foltok önálló fejlődéstörténetű kis paleolejtők.

A fenti üledékes jegyekkel is igazolható késő-eocén, szinszediment tektonikai eseményhez kapcsolódó konglomerátummal, breccsával és bryozoás márgával kitöltött tenziós hasadékok közvetlenül mérhetők, így jellemezhető a feszültségtérhez tartozó többi észlelt szerkezeti vonal értelme is. Ez alapján megállapítható, hogy a késő-eocén szedimentációt a Budaörsi-hegyekben jobbos oldaleltolódások befolyásolták. Ezek hatására keletkeztek azok a feltolódások, antitetikus és szintetikus oldalelmozdulások, melyek a törmelékes lejtők kialakulását, fokozatos torzulását okozták.

A jobbos oldaleltolódás nagyobb léptékben, egy több kilométer széles sávban, a „Budaörsi oldaleltolódásos zónán” belül is hatott, amire a budaörsi-hegyek kulisszás redős elrendezése is utal. Az észlelt üledékföldtani és szerkezeti bélyegek alapján ez az öv transzpressziós jellegű.



27. ábra. A Budaörsi oldaleltolódásos zóna teljes ÉNy-DK-i irányú elvi keresztmetsvénye (FODOR és társai, 1992).

Fig. 27. NW-SE geological cross section through the Budaörs shear zone (FODOR et al., 1992).

2.4. Szinszediment eltolódás, felboltozódás a János-hegy, Tündér-hegy szelvényében

MAGYARI Árpád és FODOR László

Bevezetés

A János-hegy a Budai-hegység központi részén fekvő Szabadság-hegy csoport tagja. Keleti lábánál a Tündér-hegy (Tündérszikla) — Hunyadorom K-Ny-i csapású szelvénye két okból is felkelti az érdeklődést. Egyfelől, hogy HORUSITZKY H. (1939) illetve WEIN (1977a) a Budai-hegység földtani térképein a fenti területen hosszan tartó, egyenes, K-Ny-i csapású, üledékes jellegű, triász dolomit-eocén breccsa és mészkő kontaktust jelölnek (28. ábra), s ehhez igen éles, változatos morfológia társul (XVII. tábla). Ha pedig egy erősen tagolt mértani test és a rajta áthaladó sík metszetének vízszintes vetülete közel egyenes, annak egy oka lehet; hogy a metsző sík is meredek, majdnem függőleges. Ez első megfontolásra ellentmond a tektonikamentes települési módnak, de valószínűleg igazuk volt a fenti szerzőknek abban, hogy szerkezeti érintkezés direkt bizonyítékát nem észlelték a terepen. Más megoldást kell hát keresni! Másodikként KÁZMÉR és TARI (1988) zugligeti kőfejtőben tett megfigyelése hívja fel magára a figyelmet: méteresnél is nagyobb triász dolomit sziklatömbök ágyazódnak be a felső-eocén homokkőbe (29a ábra). A jelenséget eocén kori sziklaomlásként értelmezték (29b ábra).

A Tündérszikla-Hunyadorom vonulatának üledékföldtani-szerkezeti felépítése

A terület képződményei a budai-hegységi felső-paleogén rétegsor tipikus reprezentánsai. Eróziós felületű triász dolomitra késő-eocén szárazföldi-sekélytengeri breccsa és konglomerátum, majd a növekvő vízmélységnek megfelelően nummuliteszes mészkő, bryozoás márga és budai márga települ (SCHAFARZIK és VENDL, 1929; WEIN, 1977a).

A Zugliget fölött magasodó Tündérszikla déli szomszédságában triász dolomit, eocén breccsa és konglomerátum (I.), illetve eocén breccsa és mészkő (II.) anyagú felhagyott bányák találhatók.

I. Az elsőben húzódik K-Ny-i csapással a triász dolomit és eocén breccsa határa (30. ábra). A kőfejtő Ny-i oldalában erősen tagolt triász dolomit felületre helyi anyagú, szerkezet nélküli, osztályozatlan, szemcsevázú breccsa települ, egy 0,8–1 m vastag É-D-i csapású konglomerátum betelepüléssel (30. ábra). A konglomerátum mátrixa fekete tűzköves homokkő, megnyúlt, jól kerekített dolomit klasztjai zsindeyszerkezet szerint rendeződtek el és hossz tengelyük déli irányba mutat. Az I. és a II. kőfejtő között ez az összlet települ 2-5 méter vastagságban.

II. Dőlésirányban 10 méter a második bányá. ÉK-i felét breccsa, DNy-i folytatását már mészkő alkotja (31. ábra). A két képződmény több, közel K–Ny-i csapású, meredek sík mentén érintkezik (XVI/2. tábla). Közéjük a lépcsősen lefutó kontaktust követve homokos márga réteg települ 10–20 cm vastagságban (32. ábra).

E K–Ny-i kontaktus mentén a breccsa felszíne izolált foltokban, nyírástos nyomokat mutat (33. ábra), melyeken belül a kerekítettség és osztályozottság változó.

A breccsát fedő mészkő lejtőirányban lencse-szerűen megnyúlt, pontosabban „pinch-and-swell” szerkezetű (RAMBERG, 1955 nyomán FODOR és FOGARASI, 2.2. fejezet) (XVIII/1. tábla); ugyanazon réteg dőlése helyről-helyre változik, követi a breccsával való érintkezés lépcsőzetes felületét. Közéjük 5–20 cm vastag homokos márgaréteg települ. Változik az egymásra következő rétegek dőlésszöge is: fölfelé fokozatosan csökken (34. ábra). Ez a lejtőirányban vastagodó, fölfelé csökkenő dőlésszögű, hullámszó réteghatáru összlet ülepedés közbeni lejtőirányú csúszást, áthalmozást szenvedett; ez a morfológia kiegyenlítését jelzi. Hasonló jelenség durvatörmelék képződmények esetében a budaörsi Odvas-hegyről már ismert (MAGYARI, 1991a–b; MAGYARI, 2.3. fejezet).

Gyanítható tehát egy (vagy több) K–Ny-i irányú, üledékképződéssel egyidejű törési sík, vagy síkok létezése.

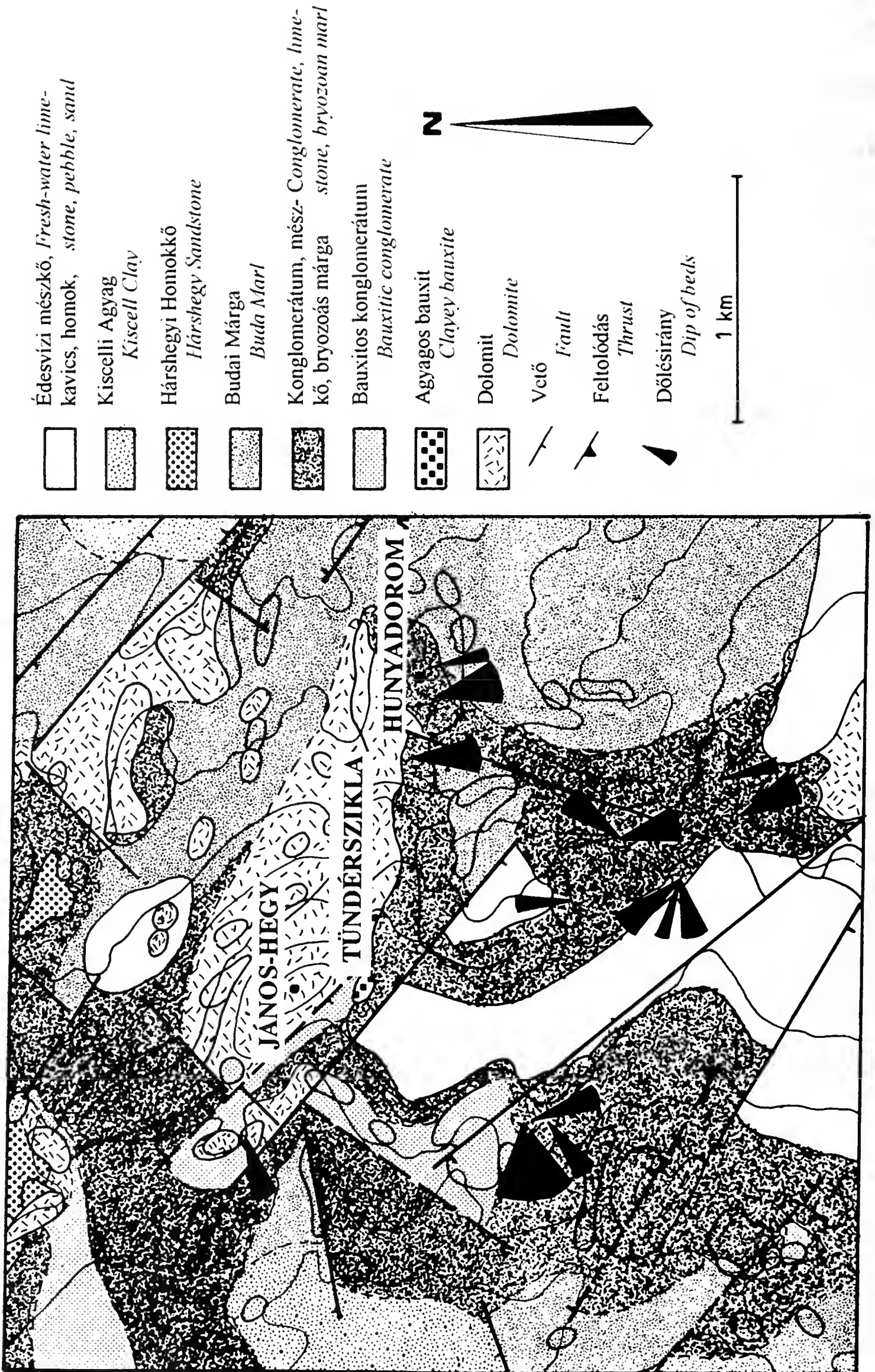
Még egy fontos jelenség: a kőfejtőt 2–5 méterenként 20–40 cm széles ÉNy–DK-i csapású telérek szelik át (31. ábra). Anyaguk a breccsában homokos márga, a mészkőben pedig szűrt mészszipap. Ugyanez a homokos márga található a breccsa és a mészkő között is (32. ábra), ez pontosan jelzi a telérek kinyílásának idejét és szinszediment jellegét. Valószínűleg ugyanezen, szinszediment jellegű mozgás hatására alakultak ki az előbbieknél során tárgyalt üledékes bélyegek is.

A jelenségek magyarázata

A karsztosodott, eróziós felületű triász felszín a felső-eocén üledékképződés kezdetén földrengések sorozata érhetett (29a–b ábra), ezzel sziklaomlást és a törmelék lejtőirányú, kohézió nélküli lezúdulását (noncohesive debris flow) előidézte. Az így kialakult törmelék-lejtők – a növekvő tengerszintnek megfelelően – vékony, homokos márga, majd mészkő rakódott le. A mészkőösszlet már konszolidáció, ill. lerakódás közben az állandó intenzív tektonikai mozgás hatására lejtőirányú csúszásnak, vonszolódásnak indult. Ezalatt fokozatosan vastagodó nyelvekkel próbálta kiegyenlíteni az egyre meredekebbé váló morfológiát, meszes anyagú, nagysűrűségű, lassú törmelékfolyással (cohesive mass flow) burkolva be a triász dolomitból és eocén breccsából álló aljzatot (35. ábra). A folyamatos szerkezeti mozgás elején tenziós hasadékok (WILCOX és társai, 1973) nyíltak ki, melyeket a még lágy mészszipap szűrlete és a fekvő homokos márga töltött ki.

A jelenségeket kiváltó szerkezetföldtani okok

A fenti jelenségeket kiváltó szerkezetföldtani jellegek értelmezésében nagy segítséget jelentenek az ÉNy–DK-i csapású, szinszediment, tenziós hasadékok (31. ábra), amelyek a lokális kompresszió irányát jelzik (WILCOX és társai, 1973; MONTENAT et. al., 1987) (36c ábra). Másik szerkezeti elem a K–Ny-i csapású, közel függőleges, lépcsősen lefutó



töréssorozat (legjobb példája a breccsa-mészkö kontaktusa). Terepi megfigyelések alapján ezek a szedimentáció fő mozgatórugói voltak. A két fenti irány segítségével – a korábbiakban már alkalmazott módon (2.3. fejezet) – a deformációs ellipszoid (HARDING, 1974) (36b ábra) és a vizsgált terület szerkezetei egymáshoz rendelhetők. Ez alapján a markáns K–Ny-i csapású szerkezeti irányok jobbos oldaleltolódásokként értelmezhetők.

Ezek a K–Ny-i csapású jobbos oldaleltolódások okozhatták a Tündérszikla–Hunyadorom szelvényében a triász aljzat függőleges síkok menti lezökkenését a késő-eocén folyamán, kiváltva ezzel a konglomerátum, breccsa és mészkő konszolidáció előtti, illetve közbeni lejtőirányú mozgását. A kőzetté vált eocénben a területen már csak egy deformáció hatása nyomozható, mégpedig egy DK–ÉNy-i extenzió (36c ábra). Ezzel szemben a triász kőzetekben több fázis elemei észlelhetők. A tündérhegyi kőfejtő mérési adatai ezt igazolják (36a ábra). A poszt-eocén deformáció töréseivel „megszűrhetők” a triászban mért adatok, s a „maradék” hasonlít az eocén deformáció elvi törésmintájára.

Összefoglalás

Az üledékes jelenségek a János-hegyet övező eocén lemezes márga és discocyclinás mészkő feltárásokban is (HORUSITZKY H. 1939; WEIN, 1977a) szinszediment mozgásra, felboltozódásra utalnak. Ezt bizonyítják a következő bélyegek:

— A mészkő hullámos rétegfelszínű, vastagpados (0,5–1 m), lencsés belső szerkezete litifikáció közbeni szállításra, vonszolódásra utal – mint az a Tündérhegyi-kőfejtőben is észlelhető volt. A rétegek között vékony (max. 2 cm) agyag, illetve márga települ.

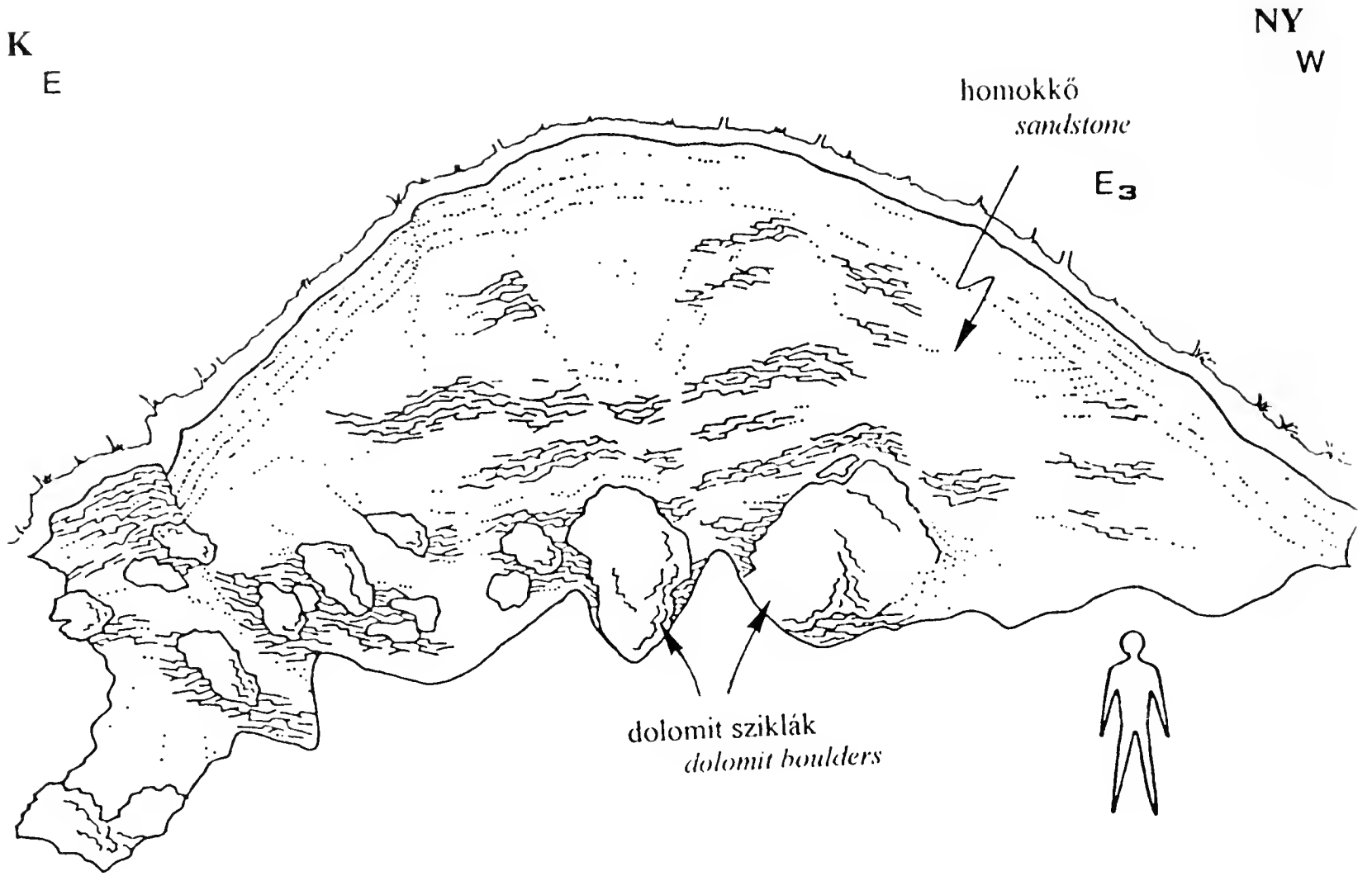
— Az 1-5 méter vastag mészkő, márga üledékoszlopokon belül a rétegdőlés váltakozásának alábbi esetei észlelhetők:

1. A rétegdőlés iránya, és a dőlésszög is hirtelen változik.
2. Csak a dőlésszög változik, fölfelé fokozatosan meredekebbé válik.
3. Éles dőlésszög és csapás változás után, a fedőben rétegenként csak a csapásirányban van fokozatos változás (XVIII/2. tábla). Ennek legszebb példája a kisvasút „János-hegy” megállójától délre levő kanyarban látható.

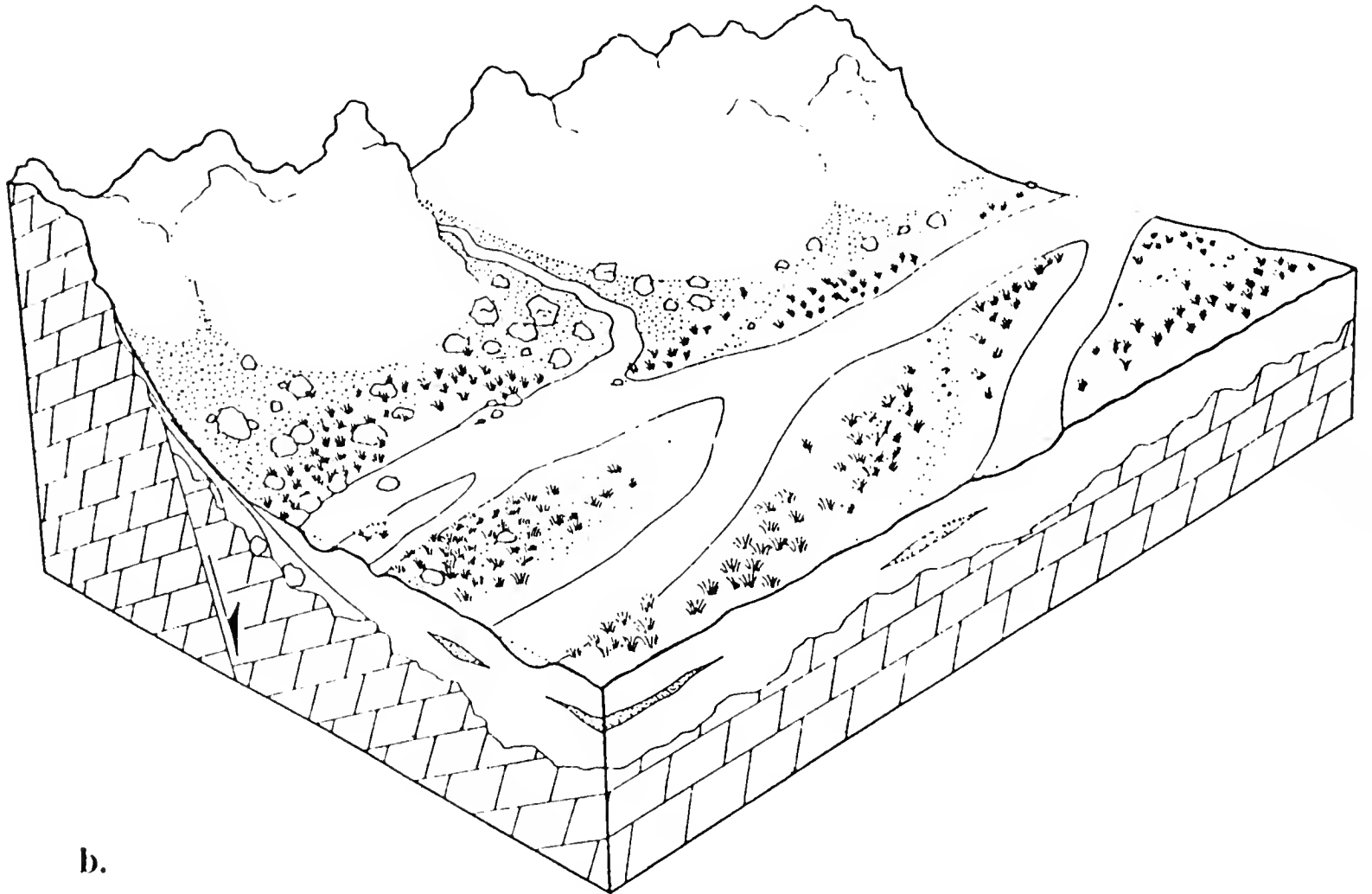
A feltárások fedettsége miatt egyértelmű megoldás nem található ezekre a jelenségekre, de a budai-hegységi eocén végi üledékképződés eddigi jellegei alapján egy eredendően üledékföldtani (A) és egy tektonikai (B) magyarázat adható.

28. ábra. A János-hegy környékének földtani térképe WEIN (1977a) nyomán. Figyelemre méltó a Tündérszikla-Hunyadorom szelvénye mentén K–Ny-i csapásban, a triász dolomit/felső-eocén breccsa és mészkő tagolt morfológia ellenére szinte egyenes vonalú „üledékes” kontaktusa (WEIN, 1977a után).

Fig. 28. Geological map of János Hill and its surroundings after WEIN (1977a). Note, the nearly straight E–W striking “sedimentological” contact between the Triassic dolomite and Eocene sediments despite the dissected morphology between Tündérszikla and Hunyadorom (WEIN, 1977a).



a.

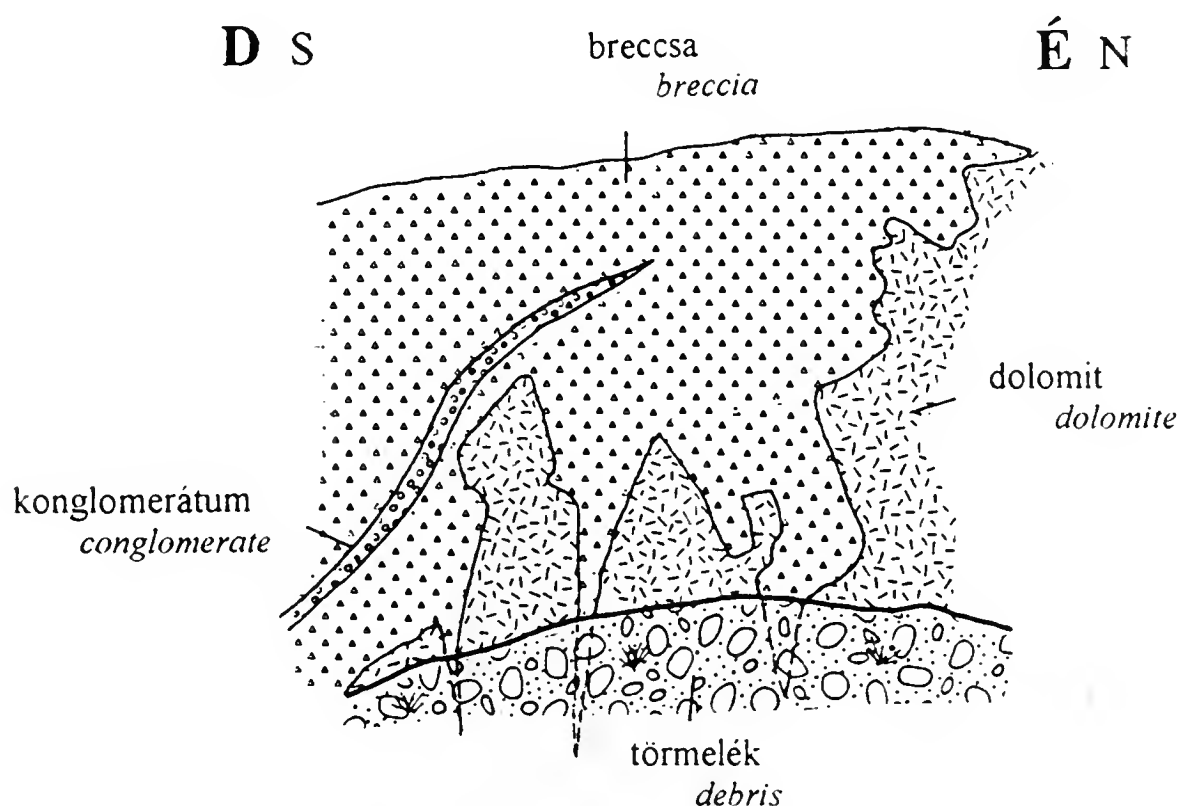


b.

A. Mélytengeri lejtőn váltakozva márgás-meszes üledékek csúsztak le. Egy nagyobb összlet lecsúszása gátat emelt a további lejtőirányú mozgásnak és torlódásos (backset) jellegű (POSTMA, 1983) csúszási fülkében (slump scar) visszatöltődés, üledékfelhalmozódás indult meg.

B. A már klasszikusnak számító út-hegyi alapszelvény (BÁLDI et al., 1983) mintájára üledékképződés közbeni billenés történt, eróziós felületekkel.

A mérési eredmények a János-hegy nyugati oldalán Ny-DNy-ÉNy-i dőlés irányokat mutatnak, míg a K-i oldalon inkább K-i, DK-i, D-i döléseket kaphatunk (28. ábra). Az ellentétes dőlésirányok boltozatra utalnak. Valószínűleg ehhez a nagy boltozathoz kapcsolódik a tündérhegyi-hunyadoromi jobbos eltolódás is. A breccsa, mészkő és homokos márgás üledékek szinszediment deformációja késő-eocén kort jelez az eltolódás, s valószínűsíthetően a János-hegy felboltozódásának kezdeteként is (37. ábra).

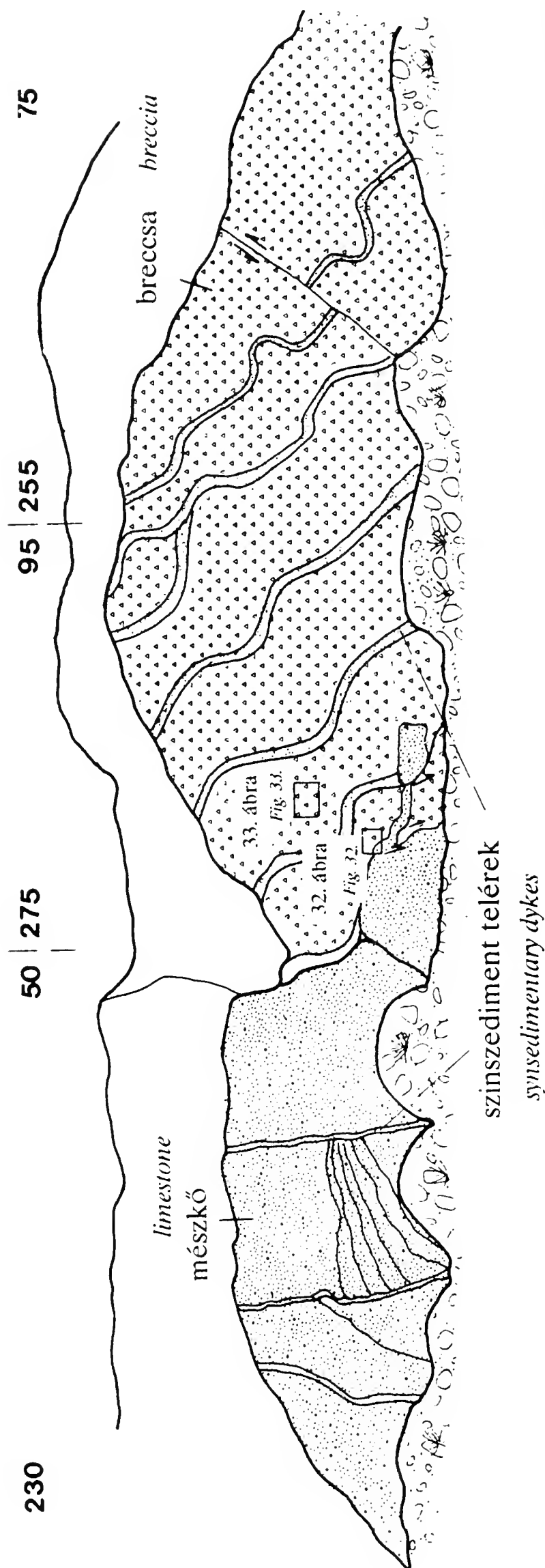


30. ábra Triász dolomit és felső-eocén breccsa határa. A dolomit felszíne erősen tagolt, a breccsa szerkezet nélküli, alsó harmadában konglomerátum betelepüléssel. A konglomerátum zsindeleszerkezete déli irányú szállításra utal.

Fig. 30. Junction between the strongly dissected Triassic dolomite surface and the disorganized Upper Eocene breccia. In the lower part of the breccia a conglomerate layer can be found which indicates transport towards south.

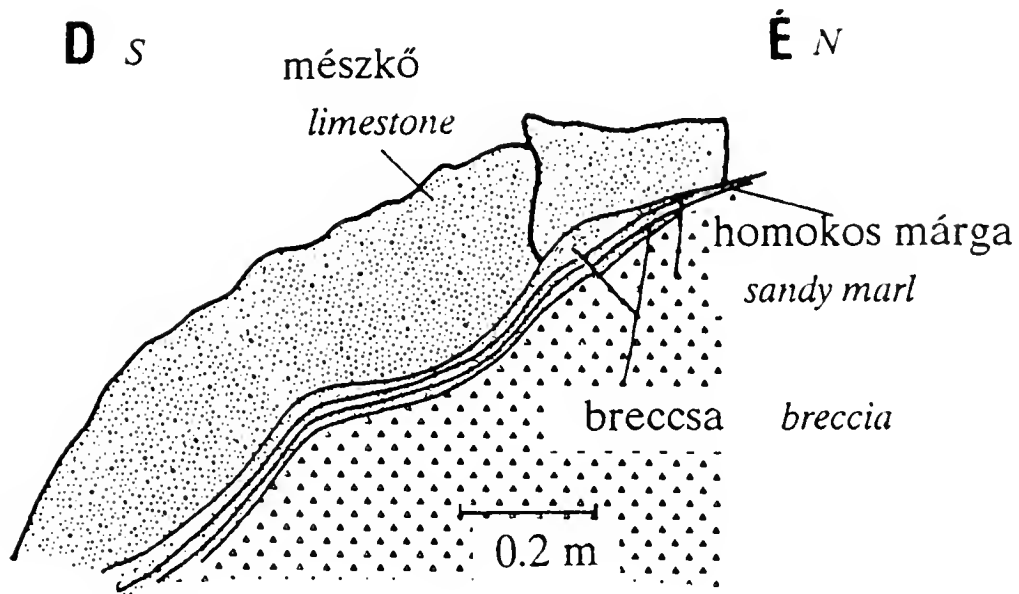
29. ábra. a. Zugligeti-kőfejtő: méteresnél is nagyobb sziklák ágyazódtak be felső-eocén homokkőbe (TARI, 1988 rajza). b. A fenti (29a) ábra jelenséget KÁZMÉR és TARI üledékképződéssel egyidejű sziklaomlásként értelmezte (TARI, 1988 rajza).

Fig. 29. a, Triassic dolomite boulders in Eocene sand in Zugliget quarry (drawn by TARI, 1988). b, It can be interpreted as a rock fall during the Eocene sedimentation (drawn by TARI, 1988).



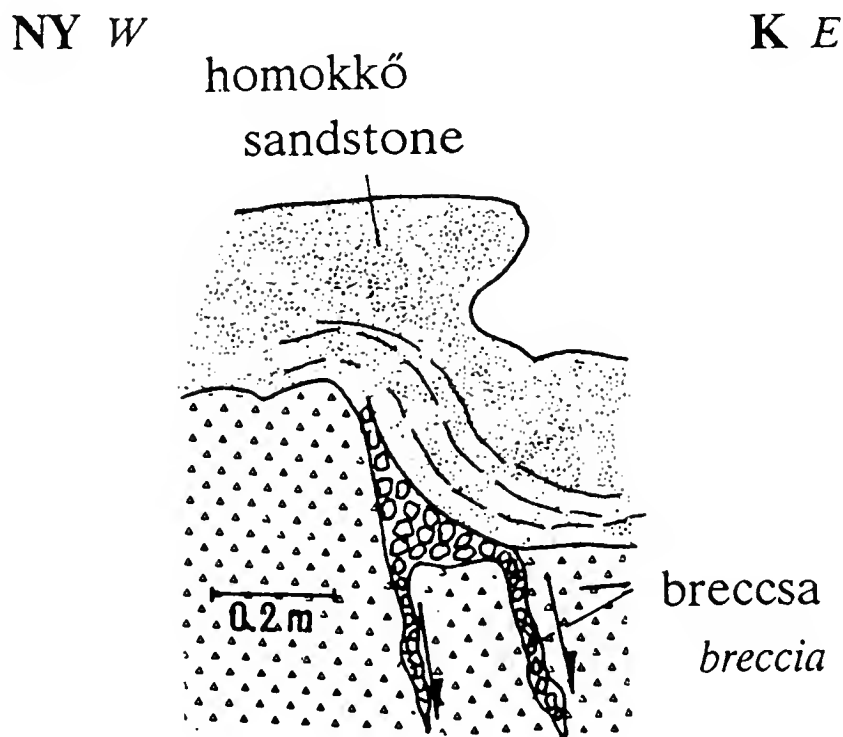
31. ábra. A második (II.) kőfejtő szelvényén két dolog feltűnő: 1. az eocén mészkő és breccsa kontaktusa közel függőleges. 2. A kőfejtőt 2-5 méterenként szinszediment telérek szelik át.

Fig. 31. Section of the second quarry in Tündérszikla. Note, the nearly vertical junction between the Eocene breccia and limestone. The rocks are dissected by synsedimentary dykes.



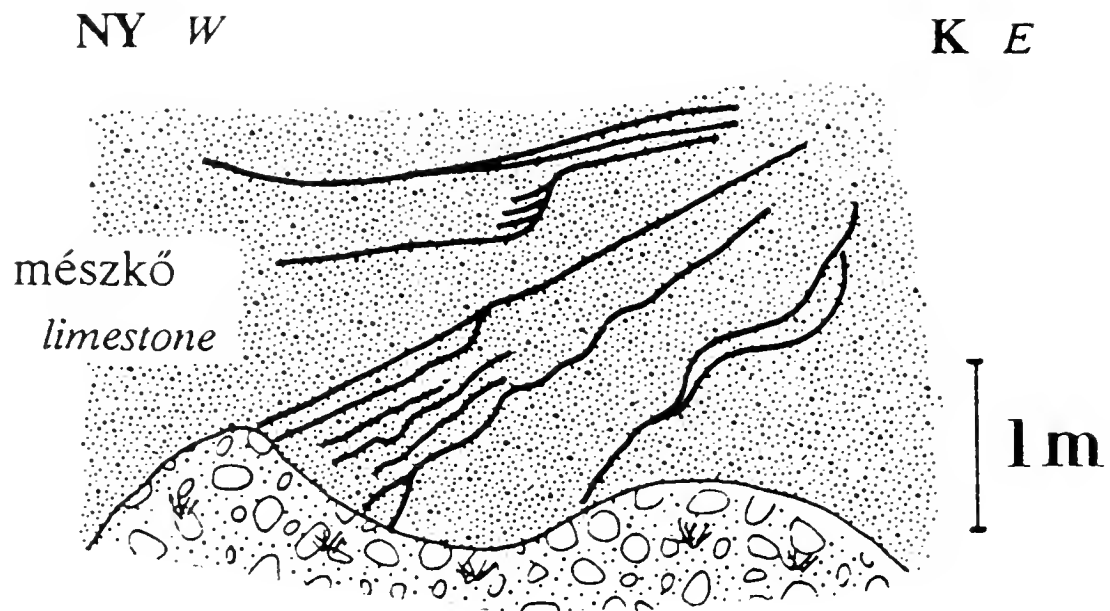
32. ábra. Az eocén mészkő és a breccsa közé a meredek, lépcsős morfológiát követve 10–20 cm vastag homokos márga települ. A márga anyaga azonos a szinszediment telérek anyagával.

Fig. 32. 10–20 centimetres thick sandy marl deposited in between the breccia and limestone. This marl and the infilling of the dykes are the same.



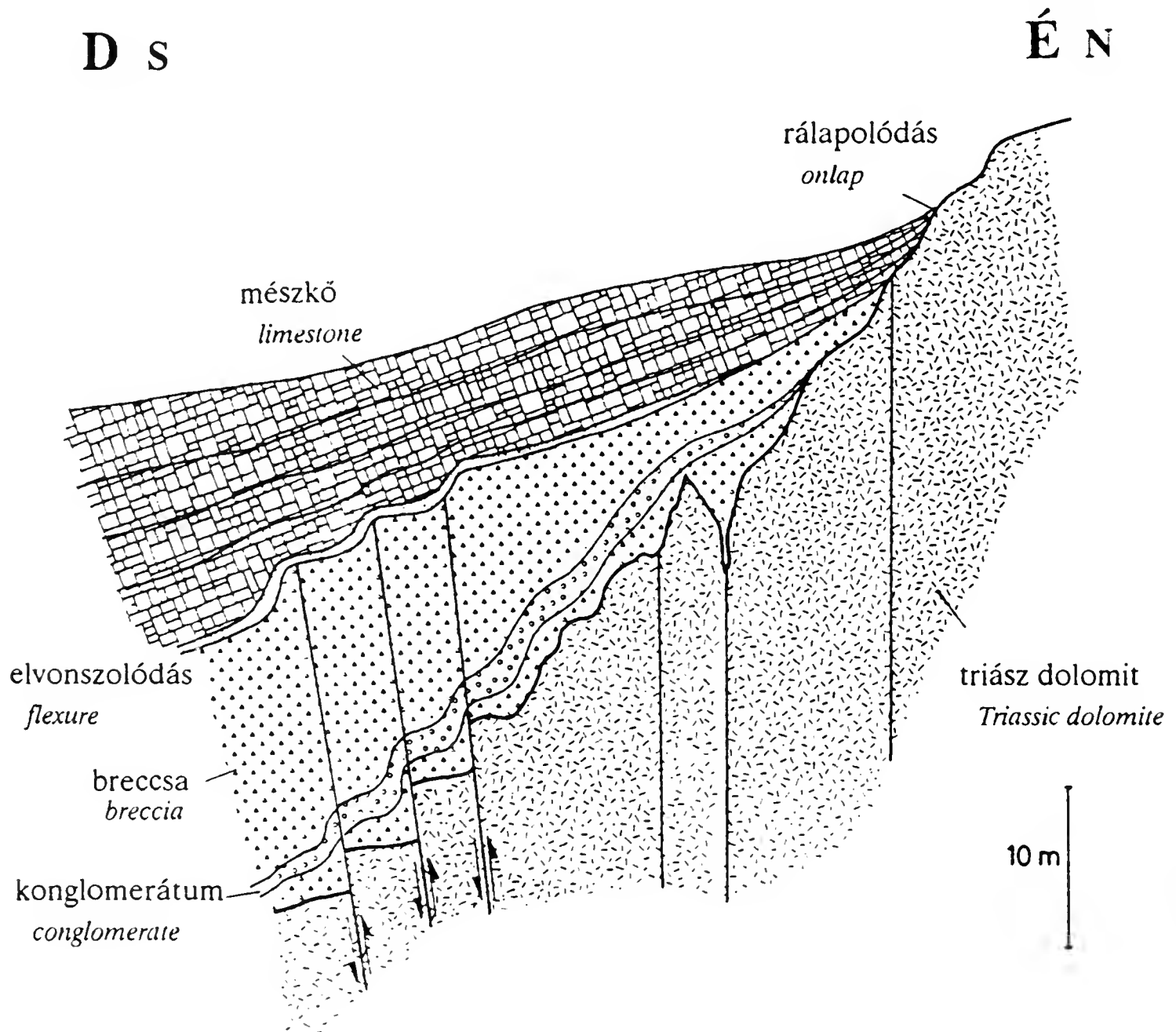
33. ábra. Lokális foltokban jobb a kerekítettség, s rotációs nyomok található az eocén breccsa felszínén a breccsa-mésző határán.

Fig. 33. Well rounded patches with rotational marks can be found on the face between the Eocene breccia and limestone.



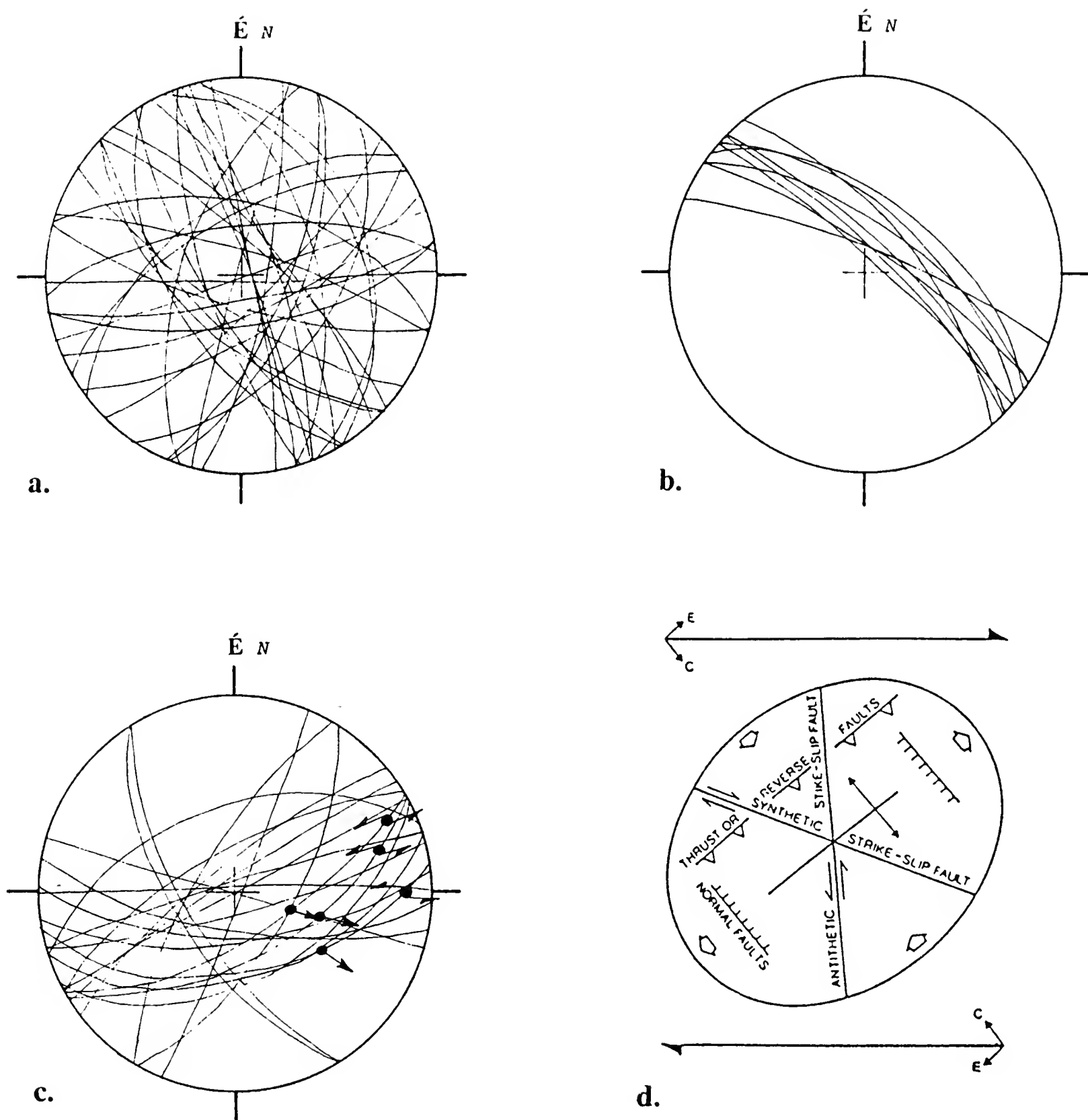
34. ábra. A mészőorozatban fölfelé csökkenő rétegdőlés az ülepedés és litifikáció közben fokozatosan emelkedő háttérre utal.

Fig. 34. The dip degree of the limestone gradually decreases upward, which indicates emerging background during lithification.



35. ábra. É-D-i keresztmetszvény a triász dolomit és az eocén képződmények határáról (Tündérszikla). A szinszediment aljzattörések hatására a mésző lejtőirányú kúzásnak indult és vastagodó nyelvekkel igyekezett lépést tartani a törések hatására fokozatosan meredekebbé váló morfológiával.

Fig. 35. N-S geological cross section of Triassic dolomite and Eocene sediments (Tündérszikla). The limestone tried to fill up the gradually steepening morphology. Traces of this are the downslope creeping and the downwards thickening lobes.



36. ábra. a. Triász dolomitban mért törések sztereogramja.

b. Késő-eocén szinszediment telérek sztereogramja.

c. Eocén mészkőben mért törések sztereogramja.

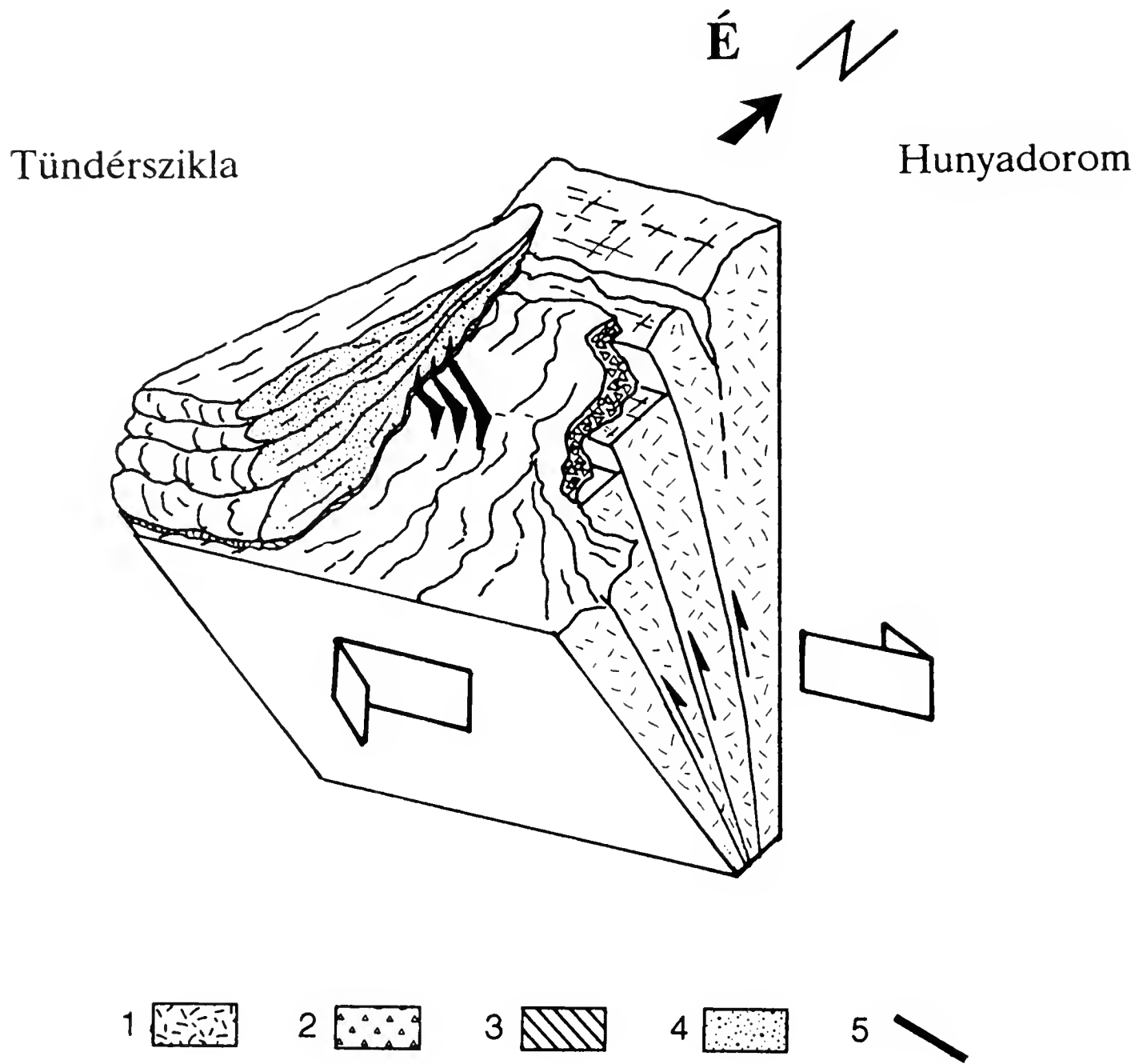
d. HARDING (1974) deformációs ellipszoidja, szinszediment telérek csapása (ld. b. ábra) alapján orientált helyzetben.

Fig. 36. a. Stereonet of faults in Triassic dolomite.

b. Stereonet of Late Eocene syndimentary dykes.

c. Stereonet of faults in Eocene limestone

d. HARDING's (1974) strain ellipsoid in oriented position with the help of Fig. 36b.



37. ábra A Tündérszikla-Hunyadoromi jobbos oldaleltolódás elvi szelvénye (méretarány nélkül). 1. Triász dolomit; 2. Eocén breccsa; 3. Homokos márga; 4. Nummuliteszes mészkő; 5. Késő-eocén szinszediment telérek.

Fig. 37. Block diagram of the Late Eocene right lateral synsedimentary strike slip fault of the Tündérhegy-Hunyadorom. 1. Triassic dolomite; 2. Eocene breccia; 3. Sandy marl; 4. Eocene Nummulites limestone; 5. Late Eocene synsedimentary dykes.

2. 5. Feltolódások a Kecske-hegyen

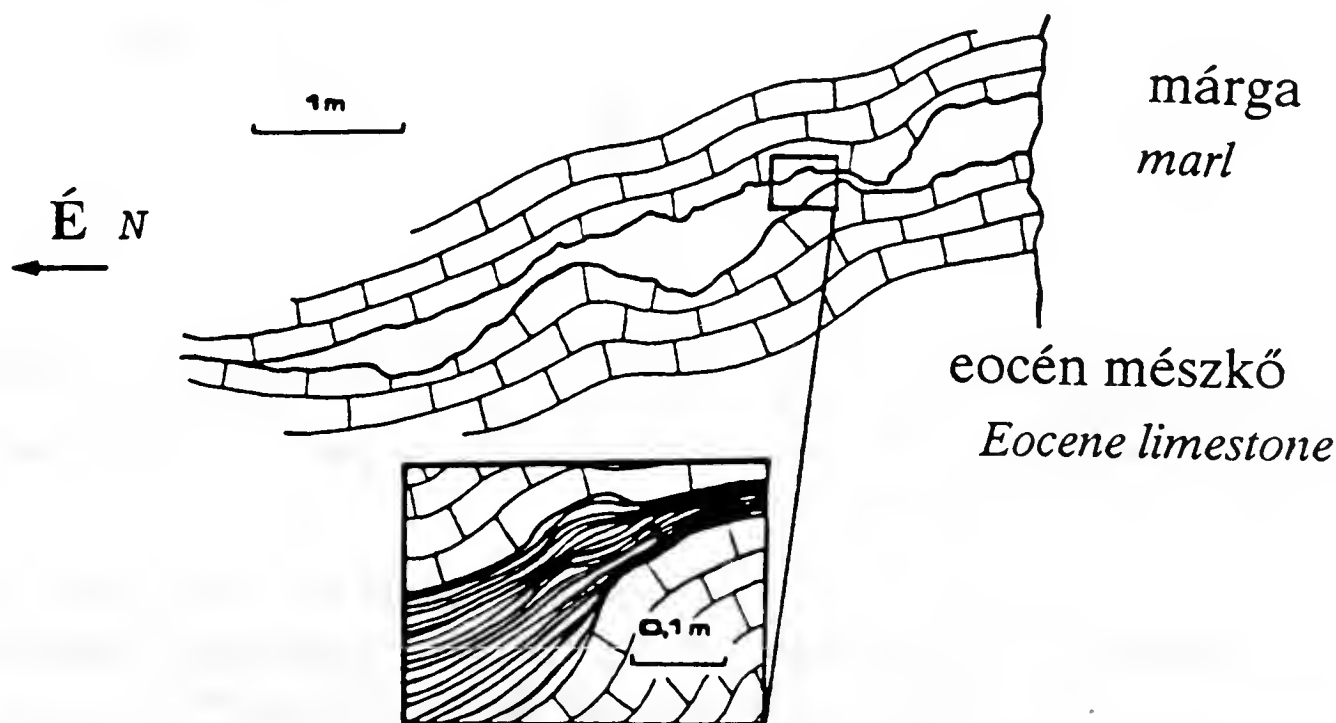
PALOTÁS Klára és FODOR László

Szinszediment jelenségek az eocén mészkőben és konglomerátumban

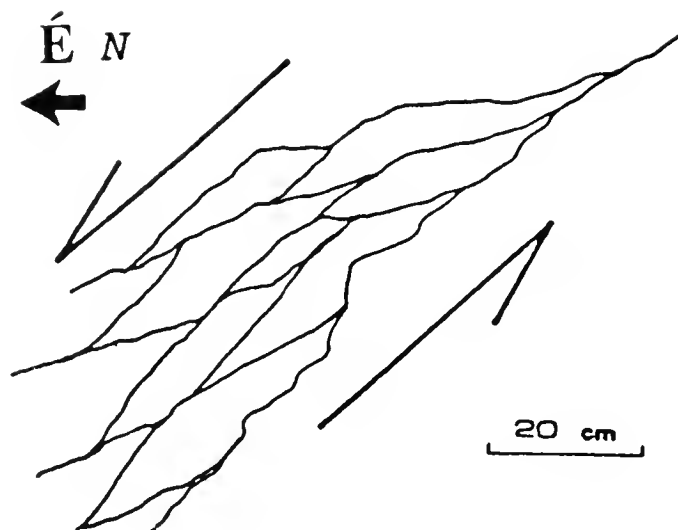
A Kecske-hegytől a Látó-hegyig terjedő, ÉNy-DK-i csapású szelvény a Budai-hegységnek azon pontja, ahol WEIN (1972, 1977b) térképei ÉK-DNy-i csapású, viszonylag hosszan követhető feltolódásokat jelölnek (1. ábra). Szelvényezéssel, tektonikai mérésekkel és szedimentológiai megfigyelésekkel ellenőriztük e fontos szerkezeteket.

A Kecske-hegyi kőfejtő DK-i csücskében sárgásbarna márgából álló, lencseszerű test található. Közelebbről megnézve látható a lencse belső szerkezete is, azaz a finom rétegek dőlésének változása ($18-52^\circ$), amely a fekvő eocén mészkő alakját követi a lemezkék szétseprűződésével (38. ábra). Ezek a jellegek arra engednek következtetni, hogy – valószínűleg tektonikus hatásra – a fekvő mészkő felső lapja fokozatosan meggyűrődött és így a laminák kibillentek az eocén márga keletkezése közben.

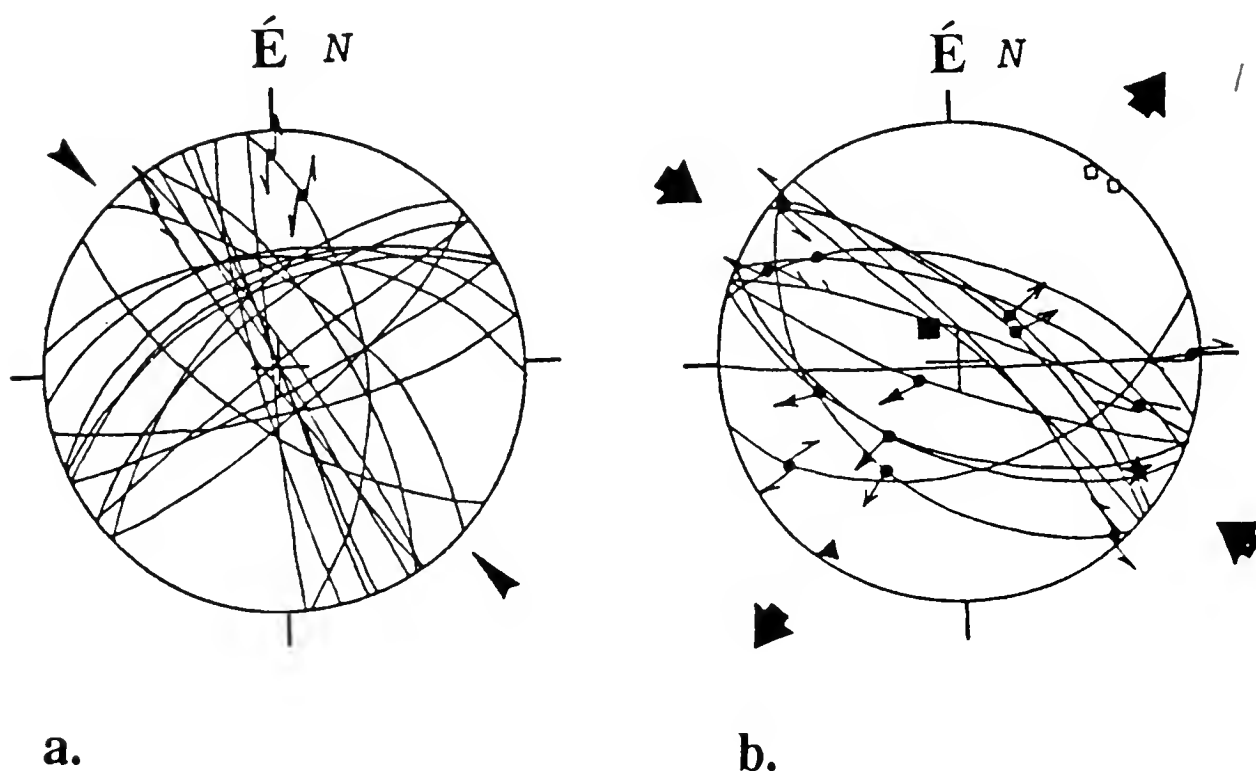
Szintén a Kecske-hegyi kőfejtőben, annak D-i részén az eocén nummuliteses mészkő jellegzetes lencsés szerkezete figyelhető meg (39. ábra). A hosszabb oldalukkal a meredek lejtővel párhuzamos paralelogrammákból, lencséből álló szerkezet igen hasonló a FODOR és FOGARASI (2.2. fejezet) által budinázsként leírt jelenséghez. A lejtővel párhuzamosan ható nyírás hozta létre, amelynek következtében a réteg megnyúlt. A deformáció plasztikus jellege diagenézis előtti (közel szinszediment) „lencsésedésre” utal. Hasonló jelenség figyelhető meg a bányától kb. 200 m-re D-re, egy kisebb kőfejtőben is.



38. ábra. Üledékcsuszamlásos redő a Kecske-hegyi kőfejtő K-i részén, felső-eocén mészkőben.
Fig. 38. Slump on the eastern face of Kecske Hill quarry in Upper Eocene limestone.



39. ábra. Paralelogramma alakú töredezettség az eocén mészkőben.
 Fig. 39 Eocene limestone with parallelogram fracture pattern.



40. ábra. Az eocén mészkövet és a triász dolomitot szabdaló törések sztereogramon ábrázolva (a), és BERGERAT (1982) Alsó-Kecske-hegyi méréseinek kiértékelése (b).

Fig. 40. a. Stereonet of faults in the Triassic dolomite and the Eocene limestone. b. Interpretation of BERGERAT's (1984) measurements on Alsó-Kecske Hill.

A Kecske-hegy DK-i oldalán, a triász dolomit tetején található, néhány méter vastag eocén konglomerátum igen meredeken, 40–48°-ban dől. A plasztikus deformációs jegyek azt mutatják, hogy a billenés részben szinszediment módon történt.

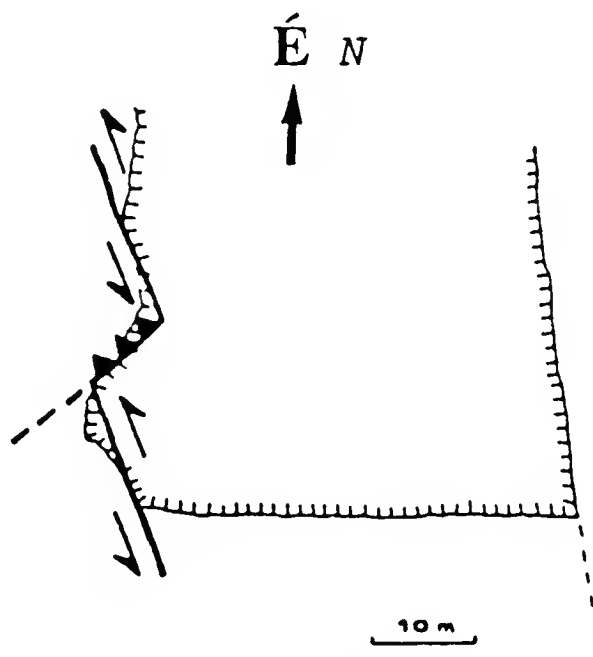
Mindhárom esetben az eocén üledék áthalmozását, ill. billentését figyelhettük meg. Ezen folyamatok valószínűleg őслеjtőkön mentek végbe. Feltehető, hogy e lejtők szinszediment módon, tektonikusan deformálódtak.

Tektonikus jelenségek

A Kecse-hegy Ny-i oldalán látható dolomitsziklákon közelebbi megfigyelések után 5-20 cm széles, erősen töredezett sávok vehetők észre. Sok helyen a dolomit-töredékek nem válnak szét egymástól, csak az látszik, hogy meghatározott zóna mentén sűrű repedéshálózat szabdalja a kőzetet. Más helyeken a sértetlen dolomitsziklák között telérszerűen figyelhetők meg a breccsatestek.

A hasadékok adatait ábrázolva (40. ábra) két határozott irány figyelhető meg: egy ÉÉNy-DDK-i és egy KÉK-NyDNY-i. A Kecse-hegyi kőfejtő Ny-i oldalán levő vetőbreccsában talált vetőkarc alapján az ÉÉNy-DDK-i csapáshoz balos oldaleltolódás köthető. Ebből feltételezhető, hogy a kompresszió iránya ÉNy-DK-i, vagyis a breccsás zónák, telérek másik fő irányához feltolódás rendelhető. A kompresszió iránya egyébként megegyezik az Alsó-Kecse-hegyen mért adatokból számolt feszültségirányokkal (BERGERAT 1982-es, nem publikált mérései).

A Kecse-hegyi kőfejtő Ny-i oldalán a triász dolomit az eocén mészkő felett található. Az eocén jelentős dőlése alapján a kontaktus tektonikus, amely követhető a terepen. Habár a vető maga a bányában nem látszik, a kőzettek helyzete, dőlése alapján WEIN (1977a) értelmezése helyes, vagyis a vető feltolódás; a feszültségadatok ezt egyértelműen alátámasztják. A bányában látható balos oldalelmozdulások a feltolódáshoz kapcsolódó másodlagos szerkezetek lehetnek (41. ábra).

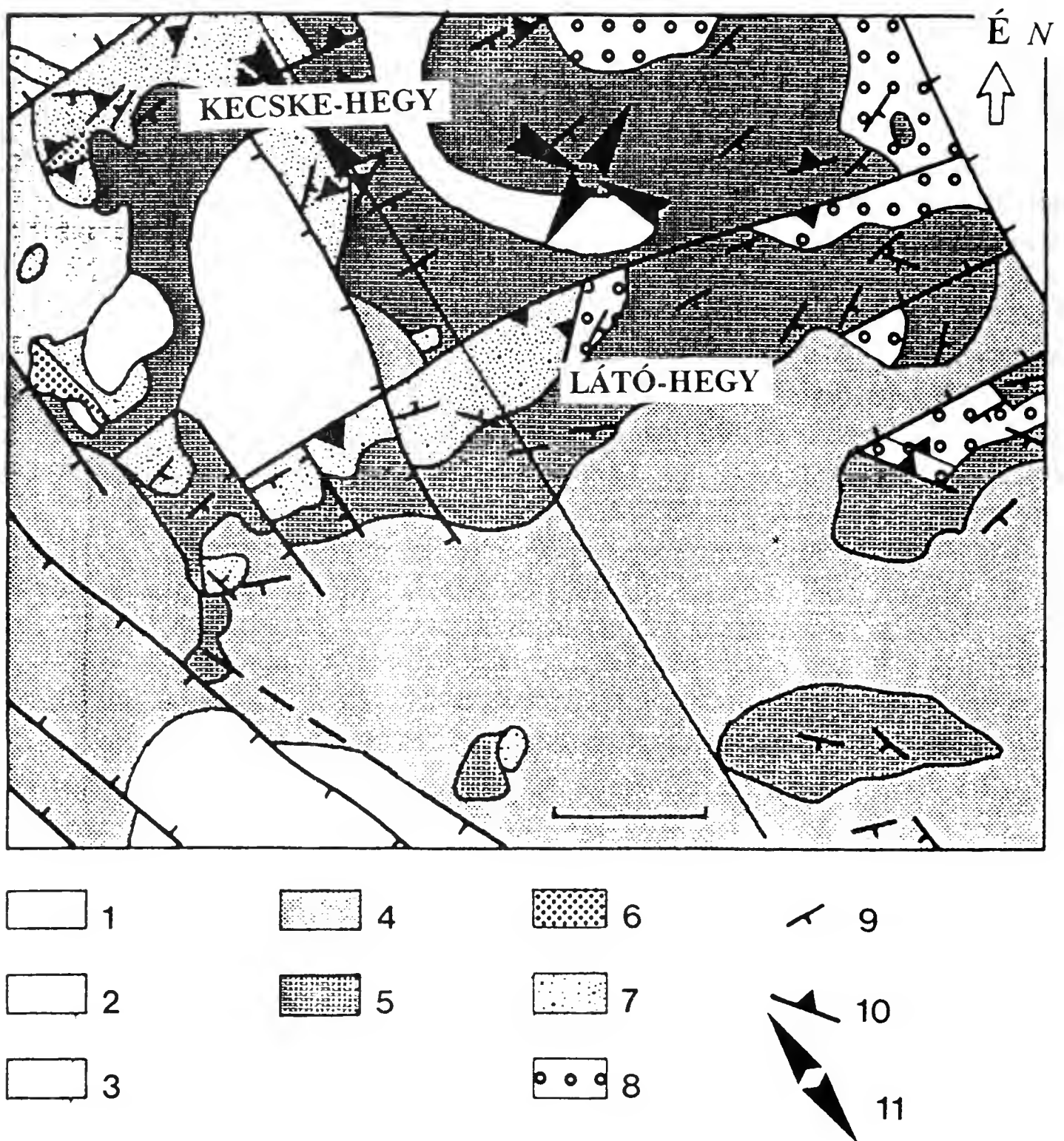


41. ábra. A Kecse-hegyi kőfejtő Ny-i oldalán levő feltolódás és a kapcsolódó en echelon szerkezet térképi vázlata.

Fig. 41. Map sketch of a reverse fault and connected en echelon structure in the western face of Kecse Hill quarry.

A kecske-hegyi szelvény

A Kecse-hegyi kőfejtő D-i részén található üledékcsuszamlásos redő dőlésadatai $294-18^\circ$ között ingadoznak, tehát közel ÉNy-iak. Ugyanez mondható el a lejtővel párhuzamos irányú nyírás síkjáról is, tehát megállapítható, hogy itt az eocénben ÉNy-i irányú lejtő volt.



42. ábra. A Kecské-hegy és környékének fedetlen geológiai térképe WEIN (1977a) alapján. A vetők jellegét értelmezésünknek megfelelően módosítva tüntettük fel. O. Oroszlán szikla.

Fig. 42. Geological map of the Kecské Hill and its surroundings after WEIN (1977a). The original interpretations of faults are modified. O. Oroszlán Cliff.

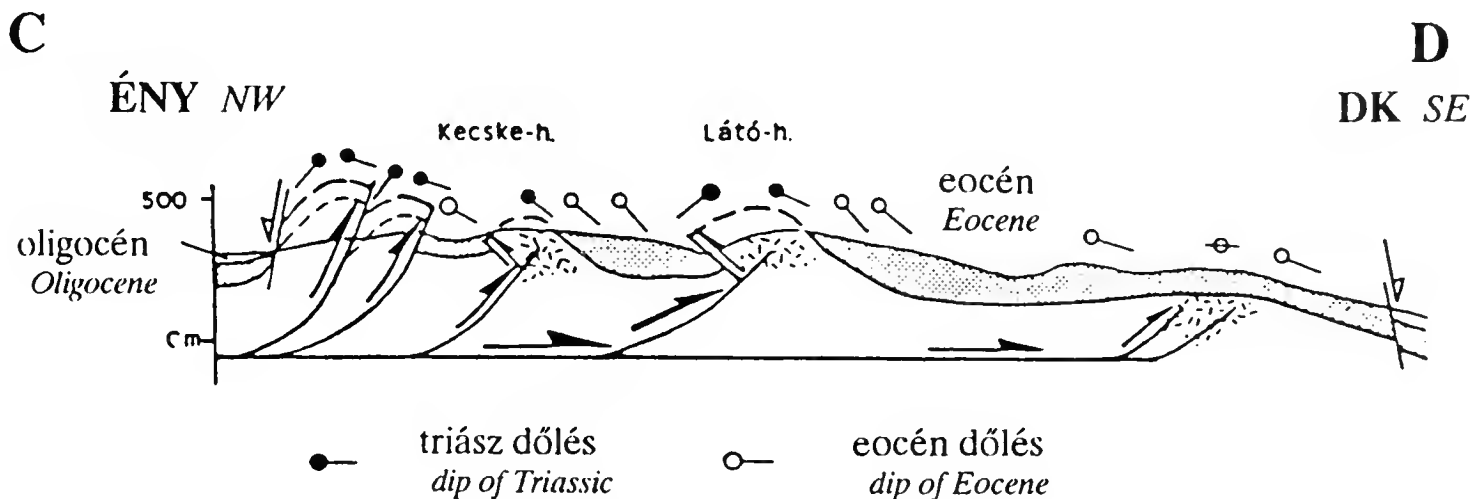
Más a helyzet azonban az Oroszlán-sziclákon látható konglomerátummal, mely a kőfejtőtől DK-re helyezkedik el. Az itt mért dőlésadatok DK-i lejtőre utalnak. WEIN (1972, 1977b) térképe szerint hasonló dőléskülönbségek máshol is találhatóak. Nézzünk meg egy ÉNy-DK irányú szelvényt, amely a Kecské-hegytől É-ra indul, és a Látó-hegyet is átszeli (42–43. ábra).

A szelvény a triász dolomitban indul. A Kecské-hegytől Ny-ra mért dőlésadatokat leolvastva azt tapasztaljuk, hogy ÉNy-i dőlést D-i követ, majd újra ÉNy-i és DK-i. Wein ezt DK-i irányú feltolódásokkal magyarázta, ami megfelel a mostani elképzeléseknek is, hozzátevé, hogy a feltolódásokhoz antiformok kapcsolódnak (43. ábra).

A második feltolódás csapás mentén a Kecské-hegyi kőfejtőig követhető. E törés mentén az eocén DK-i vergenciával a triászra tolódott. A feltolódás alatt az eocén DK-

felé dől, ez összehasonlítva a kissé délkeletre levő kibukkanás ÉNy-i dőlésével, egy kis szinklinálist jelöl ki. Az ÉNy-ra dőlő eocén rétegek újabb, ezáltal ÉNy-i vergenciájú feltolódást sejtetnek, amely a kőfejtő és az Oroszlán-szikla triász kibukkanásai között húzódik. Tovább lépve DK felé, az eocén meredek dőlése egy DK-i vergenciájú flexúrát sejtet. A feltolódás és a flexúra között a dolomitban lapos felboltozódás gyanítható.

Tovább DK felé az eocén dőlése meredek ($40-55^\circ$), DK-i irányú marad. A Látó-hegy ÉNy-i oldalán a hirtelen kiemelkedő triász szerintünk az eocénra tolódott, szemben a WEIN által feltételezett normál vetővel. A hegy DK-i oldalán található eocén meredek DK-i dőlése DK-i irányú flexúrát sejtet.



43. ábra. ÉNy-DK-i szelvény a Kecse-hegyen és a Látó-hegyen keresztül, ami megfelel az 1. ábra b-b' szelvényének.

Fig. 43. NW-SE cross section through the Kecse and Látó Hills. This corresponds to section b-b' on Fig. 1.

Megfigyeléseink szerint a flexúrák mentén nem mutatható ki feltolódás a felszínen. Ugyanakkor a triázon belüli breccszónák és a kecske-hegyi bánya feltolódása, mint analógiák arra utalnak, hogy a flexúrákhoz eltemetett feltolódások kapcsolódhatnak. Felszíni redők alatti vak vetők igen elterjedtek (SUPPE, 1983), ilyeneket tételezünk fel az Oroszlán-sziklák és a Látó-hegy DK-i oldala alatt.

A flexúrák, feltolódások kora részben egyidős az eocén sorozat keletkezésével, amint arra a puha üledékes deformációk utalnak. Ugyanakkor a kecske-hegyi kőfejtő feltolódása egyértelműen rámutat arra, hogy a mozgás tovább folytatódott az eocén után is. Valószínűleg ekkor harapóztak át a vetők az eocén kőzeteken, míg a késő-eocén folyamán át nem vágta a puha üledéket.

Ezek a jellegek arra engednek következtetni, hogy az eocén folyamán az üledékképződéssel egyidőben ÉK-DNy-i csapású feltolódások sorozata keletkezett a területen, nagymértékben befolyásolva a késő-eocén üledékképződést. A mozgás az eocén után is folytatódott.

2.6. Késő eocén szinszediment vető a Mátyás-hegyen

FODOR László

Bevezetés

A Budai-hegység tektonikai elemzése szempontjából különösen fontos a már HOFMANN (1871) és LŐRENTHEY (1907) által leírt Mátyás-hegyi vető értelmezése. A vető K-Ny-i (N110) csapású, igen meredeken, 80°-ban É felé dől (XIX. tábla, 44. ábra). A vető a Mátyás-hegy Ny-i kőfejtőjének Ny-i udvarában bukkan a felszínre. Csapásirányban K felé, a felszín alatt tovább követhető a Mátyás-hegyi barlangig (JASKÓ, 1948). A „Mátyás-hegyi vető” elnevezést teljes hosszára kiterjesztjük.

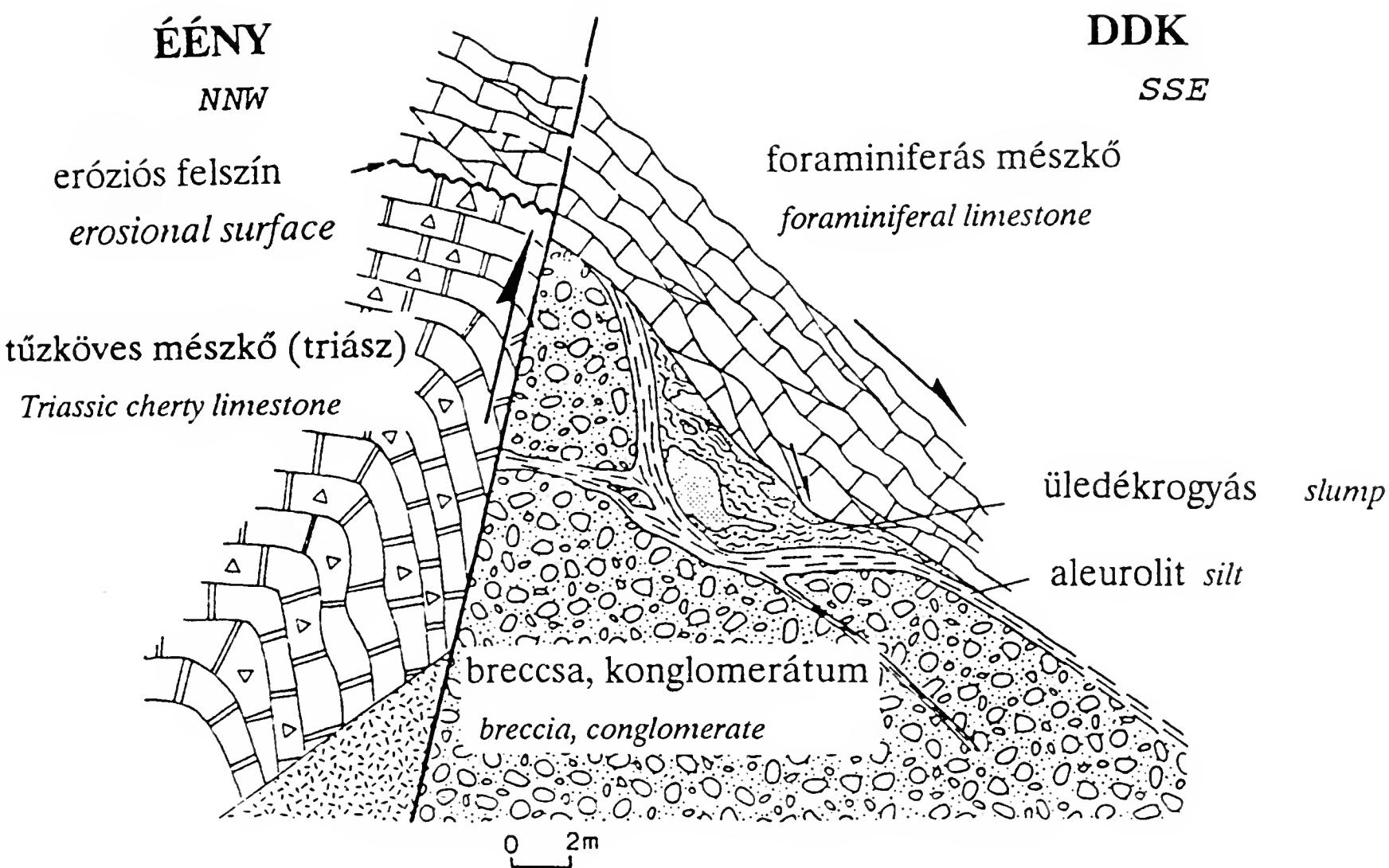
Szerkezeti megfigyelések

A vető mentén a triász rétegek eocén feletti helyzetben találhatók. Ezt a geometriát először PÁVAI-VAJNA (1934) észlelte, HOFMANN (1871) és ennek alapján LŐRENTHEY (1907) normálvetőkként ábrázolják. WEIN (1977a) a szerkezetet feltolódásként értelmezi. Szerinte e vető a pireneusi kompresszív szerkezetalakulás bizonyosága, a mozgás az eocén és az oligocén között ment végbe. PÁVAI-VAJNA azt is megfigyelte, hogy az eocén mészkő lefedi a vetőt, azonban HOFMANN-t követi abban a tekintetben, hogy a breccsát dörzsbreccsának értelmezi.

A vető É-i oldalán, tektonikusan összetörve, lemezes, bitumenes, tűzköves (mész)márga, mészkő található. Erre (tektonikusan?) rétegzett, szürke, tűzköves mészkő következik. E kőzetben észlelhető a LŐRENTHEY (1907) és PÁVAI-VAJNA (1934) által leírt redő (XIX. tábla, 44. ábra). A tűzköves mészkő felfelé dolomitosodik, majd a tűzkő eltűnik. A legfelső padokat tűzkömentes dolomit alkotja. KOZUR és MOCK (1991) szerint az alsó, rhaeti korú tűzköves mészkő-mészmárga sorozatra rátolódott a felső, nóri, tűzköves dolomit sorozat. A triász kőzetek felett közvetlenül eocén mészkő települ, a kettő között eróziós felület valószínűsíthető.

A vető D-i oldalán, a vető csaknem teljes magasságában háromszög (ék) keresztmetszetű, rétegzetlen, breccsa-konglomerátum test jelentkezik (XIX. tábla). A konglobreccsa test lokális jelenség, a vetőtől távolodva és valószínűleg a vető csapása mentén vastagsága csökken. A Mátyás-hegyi barlangban ezen üledéktest nem észlelhető, a triászra közvetlenül eocén mészkő települ (JASKÓ, 1948, KRAUSZ, szóbeli közlés). A test térbeli alakját egy félkúp közelíti (XIX. tábla).

A szögletes vagy koptatott klaszrok (karbonát, tűzkő) a helyi triász rétegsorból származnak. A rétegzetlen üledéktestet néhány sárgásbarna iszapkő, finomhomokkő betelepülés tagolja. A vékonyabb betelepülések kiékelődnek. A legvastagabb betelepülés kettéosztja a konglobreccsát. Ugyanezen homokkő burkolja be a félkúpot a DK-i oldalán. A vastag betelepülés felett a breccsa-kúpot burkoló réteg meghajlik, igen meredekké válik (44. ábra).



44. ábra. Szelvény a Mátyás-hegyi szinszediment vetőn keresztül (FODOR és társai, 1992). A vető elvetése felfelé eltűnik.

44. Geological cross section through the synsedimentary fault of Mátyás Hill (FODOR et al., 1992). The throw of the fault dies out upward.

A rétegzetlen megjelenés, az ékalakú keresztmetszet, a félkúp alak miatt egy vetőnek támaszkodó törmelékkúpként (fault-bounded talus cone) értelmezzük e testet (FODOR és társai, 1991b–c). A konglobreccsa test a vető sorozatos működése következtében jött létre, és bizonyítéka a szinszediment tektonikának. A lepusztuló anyag a vető É-i oldaláról származott, ott tehát nem volt üledékképződés (vagy nem maradt meg üledék). A közbetelepülő homokkő-iszapkő tektonikailag nyugodtabb periódusokat tanúsít. FOGARASI A. „cápa fog”-lelete alapján biztosan tengeri üledékkel állunk szemben.

A konglobreccsa-kúpot burkoló finomhomokkőre egy kaotikus üledéktest települ (XIX/2. tábla, 44. ábra). Kemény, szabálytalan mészkőklasztok barnássárga márga mátrixban úsznak. Ezen üledéktest a kaotikus szerkezet alapján üledékcsuszamlás (slump) folyamán jött létre. A csuszamlást egy szeizmikus sokk (földrengés) válthatta ki, ily módon a vető továbbéléséről tanúskodik.

A konglobreccsát, finomhomokkővet, csuszamlásos rétegeket eocén discocyclinás mészkő fed a kúp DK-i oldalán (44. ábra). A mészkő lencsés-budinászos szerkezete a puha üledék nyírása során jött létre (FODOR és FOGARASI, 2.2. fejezet). Ennek eredményeképpen a réteg megnyúlt, amely a mésziszap lejtőmenti gravitációs csúszását jelzi.

E mészkőfedőhöz tartozhat a kúp Ny-i oldalán látható, mintegy 2-3 méternyi mészkőtömb (XIX/2. tábla). Ez a kúp oldalához 1 m vastag, sárga aleurit-finomhomokkővel tapad, s a kőzet megegyezik a kúpot máshol burkoló üledéssel. Így a mészkő normális fedőnek tartható, a kontaktus üledékes jellege miatt nem valószínű, hogy recens lecsúszással jött volna létre. Meredek helyzete viszont arra utal, hogy a breccsa-kúp deformációja során e mészkő is kibillent. Amennyiben elfogadjuk, hogy a mészkőblokk nem recens csuszamlással került mai helyzetébe, úgy a breccsa-kúpot Ny felől csapásirányban teljesen befedte a homokkő-mészkő fedő, vagyis a kúp lokális volt.

A mészkő a vető mindkét oldalán megtalálható, az alsó képződményhatárnál az elvetés minimális (néhány deciméter). A vetőmenti elmozdulás legnagyobb része tehát a mészkő leülepedése előtt történt. Ezen elmozdulás szinszediment jellegét a támaszkodó breccsakúp bizonyítja. A meszes üledékképződés kezdetétől az üledék a vető mindkét oldalán megmaradt, a vető (puha) üledéssel fedetté vált. A vető üledék alatti továbbélését a mészkő áthalmozott jellege mutatja.

A recens törmeléssel való borítottság ellenére gyanítható, hogy a fedő rétegsor további tagjait a bánya K-i oldala tárja fel. A discocyclinás mészkő bryozoát, molluszkát, sünöket tartalmazó mészhomokkőbe-mészmárgába megy át (MONOSTORI, 1965; BARTHA, 1992; BODÓ, 1992). Mikrofácies vizsgálatok, a nagyforaminiferák típusai fokozatosan mélyülő platform környezetet jeleznek (KÁZMÉR, 1985; KECSKEMÉTI, 1989). A mélyülést a Budai Márga megjelenése zárja be (NAGYMAROSY és társai, 1991).

A mészmárga 80-120 cm-es padokat alkot. A padok laminált felépítése, a középtájon megjelenő, átülepített mészkőlencsék azt jelzik, hogy ezek az üledékek is gravitációs átmozgatást szenvedtek.

A mészmárga rétegek dőlése (25°) túl nagy ahhoz, hogy eredeti dőlésnek tekinthessük. A kőzetek és így a vető maga is kibillentek. Lehetséges, hogy a vető eredetileg meredeken D felé dőlt és normál levetése volt.

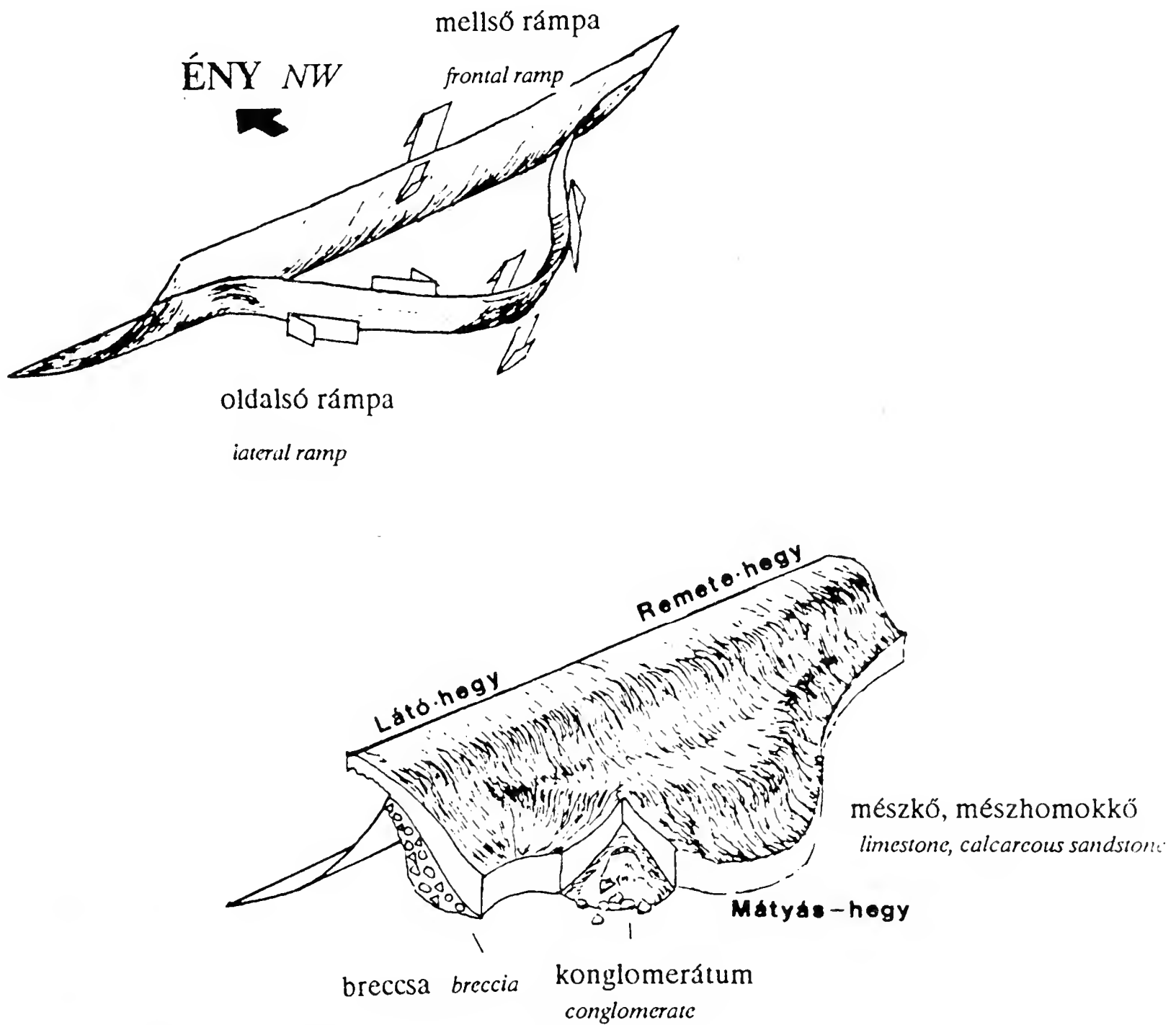
A vető kinematikájára a feltárásban nincsenek közvetlen adatok. A Mátyás-hegyi barlangban eocén mészkővön, a vetővel párhuzamos mikrovetőkön jobbos karcok mérhetők, de ezek a vetőhöz képest későbbi mozgások is lehetnek. A meredek dőlés (akár mai, akár esetlegesen visszabillentett eredeti helyzetben) szintén inkább eltolódásos (jobbos?) jellegre utal.

Összefoglalás – a vető folytatódása és szerkezeti szerepe

Csapásirányban nézve, a vető nem folytatódhat nagy távolságra. Ny felé nekifut a Látó-hegy DK-i lejtőjének, K-felé a Mátyás-hegy DK-i lejtőjéhez csatlakozhat. A Mátyás-hegy K-i kőfejtőjében a vető már nincs a felszínen (habár csapását tekintve, meg kellene jelennie). Ezzel szemben a kőfejtő D-i szélén a fedő mészmárga sorozatban egy flexúra látható, a rétegek 60° -os dőlésig „meredekednek”. Ez a flexúra takarhatja a Mátyás-hegyi vetőt. Tovább K felé a vető fedett marad, lehetséges, hogy folytatása KÉK-csapásúvá módosult.

A kecske-hegyi szelvény alapján a Látó-hegy és a Mátyás-hegy ÉK-DNy-i csapású flexúrái monoklinálisoknak felelhetnek meg, amelyek vak feltolódásokat takarnak. E kettőt köti össze a rövid Mátyás-hegyi vető, amely így két mellső rámpa közötti oldalsó rámpának tekinthető (45a ábra, BUTLER, 1982 terminológiáját használva). A rámpa

jobbos, eltolódásos kinematikájú. A mészkőképződés előtt kiérhetett a felszínre (tengerfenékre), majd ezután az üledék teljesen lefedte (45b ábra). A vetőmenti mozgás tovább folytatódott a mészkő-mészmárga áthalmozott, kibillentett jellege alapján. A jobbos rámpa mentén a Mátyás-hegy DK-i „orra” egyre jobban kitolódott. Ez magyarázhatja a rétegek billentését, a vető jellegének normálból feltolódásba való változását.



45. ábra. A Látó-hegy és a Mátyás-hegy eltemetett töréseinek rendszere (a) és a vetők felett kialakuló üledékes óslejtők (b).

Fig. 45. a. Buried fault zone of the Mátyás and Látó Hills. b. The palaeoslopes were formed above the blind faults.

3.7. Eltolódásos zóna Csillaghegy–Üröm területén

FODOR László

Bevezetés

A „Budai-vonal” másik kérdéses szakasza a Budapest–Csillaghegy és Üröm község között húzódik. Munkám során a Róka-hegyet, a Péter-hegy K-i és Ny-i végét, az ürömi Kálvária-hegyet és a közük eső névtelen dombokat vizsgáltam. Ezen a területen 1:10.000-es topográfiai alapon revideáltam WEIN (1977) térképét. Emellett nagyszámú szerkezeti mérést is végeztem. A szerkezeti események korának tisztázása, ill. az eredeti paleogeográfiai viszonyok körvonalazása érdekében üledékföldtani megfigyelések elengedhetetlenek voltak. A fejezetben bemutatandó eredmény e három módszer kombinációja révén készült.

A térképezést hátráltatta, hogy az eltelt húsz évben több kőfejtőt betemettek, így a Róka-hegy legtöbb kőfejtőjét, a csillaghegyi téglagyár agyagfejtőjét, stb. Ebben az esetben a térképen a mai állapotot tüntettem fel, de jelöltem WEIN (vagy korábbi szerzők) által észlelt képződményeket is.

A képződmények leírása

Triász

Két fő mezozoós kőzettípust lehet megkülönböztetni; dolomitot és mészkövet. A dolomit általában rétegzetlen, bár ez az utólagos tektonikus hatásnak is tulajdonítható. Ritka üde kőzetpéldánya tömött, kemény, sima törésű. Szinte mindig kovás, ami lehet üledékes bélyeg, vagy későbbi áthatoló kovásodás eredménye. Általában utólag erősen breccsásodott, az (eocén) üledékes breccsáktól gyakran nehéz elkülöníteni. WEIN (1977a) véleményével egyezően, e kőzet valószínűleg a Fődolomit Formációba tartozik. Ezt erősíti meg, hogy a Péter-hegy legnyugatibb púpján levő kőfejtő Ny-i falán dolomit és dolomitos mészkő váltakozása figyelhető meg, amely váltakozás megfelel a fedő Dachsteini Mészkőbe való átmenetnek (1. melléklet).

A másik kőzettípus fehér mészkő. A Róka-hegyi bányákon kívül, WEIN (1977a) térképén nem, HORUSITZKY (1943) vázlatán azonban jelölt előfordulása a Kálvária-hegyen van. Pontosabban szólva, e kőzet különböző mészkőklasztokból álló breccsa, rétegzést sehol sem mutat. A klasztok színe fehér és szürke, utóbbiak a Kráter-bányában dolomitosak is lehetnek. Felismerhetők közöttük felszakított algaszőnyeg-töredékek. A klasztok lehetnek szögletesek vagy kissé kerekítettek, határuk nem mindig éles. Minden esetben masszívan cementáltak. Érdekes módon az utólagos tektonikus breccsásodás során fellépő oldódás kedvez az eredeti breccsás szövet kipreparálódásának, a vetőtől távolabbi zónában is (ahol biztosan nem a tektonikus breccsát látjuk).

Az eredeti üledékes szerkezet értelmezésére több lehetőség is kínálkozik: (1) felszakított algagyep szintek a ciklusos Dachsteini Mészköben; (2) masszív zátonylejtő-breccsa; (3) későbbi (jura??) üledékes breccsa, amely vetővel határolt törmelékkúpot alkot (fault-bounded talus cone). (1) ellen talán a nagy vastagság és a rétegzés teljes hiánya szól, (2) és (3) egyaránt lehetséges (utóbbira utal KÁZMÉR M. és saját megfigyelésem, miszerint a breccsa a csillaghegyi kőfejtőben oligomikt). A kérdést részletes mikrofácies vizsgálatok dönthetnék el.

A kőzet kora a Róka-hegyi kőfejtőben középső-nóri (KOZUR és MOCK, 1991).

Eocén

Hasonlóan az odvas-hegyi és tündér-hegyi szelvényekhez, a triász eróziós felszínére felső-eocén breccsa, konglomerátum, homokkő, iszapkő összlet települ. Ez a csillaghegyi kőfejtő 3-as és 4-es udvarában karsztos mélyedéseket tölt ki (XX. tábla).

A klasztok részben a helyi dolomitból és mészkőből, részben a területen ismeretlen mezozoós kőzetekből származnak. Nagy mennyiségű a szögletes tűzkő (maximális átmérő 15 cm). Előfordul még kissé koptatott tűzköves dolomit, tűzköves mészkő, barna, szürke mészkő és zöld vulkanit a kavicsok között. Utóbbi megegyezik a budaörsi Kálvária-hegy konglomerátumának anyagával, amelyről HORVÁTH és TARI (1987) kimutatták, hogy a ladini vulkáni szintből származik. KOZUR és MOCK (1991) szerint a kavicsok egy része nóri pelágikus mészkő. A többi klaszt forrásterülete ismeretlen. Szó lehet a Mátyáshegyi Mészkö, a Sashegyi Dolomit vagy júra(?) rétegsor lepusztulásáról. Előbbi esetben a Hármashatár-hegy a legközelebbi ma ismert forrásterület. A klasztok kevésbé kerekített volta azonban a mai távolságnál (5 km) kisebb szállítást enged feltételezni. A két hegy tehát közelebb lehetett egymáshoz az eocén idején.

A Róka-hegytől D-re levő dombon az eocén homokkőben eocén breccsa klasztok vannak. A rétegsor mélyebb tagja tehát lepusztult és áthalmozódott a fiatalabb tagokba. Ez a „kannibalizmus” jellemző a tektonikusan befolyásolt üledékképződésre (MONTENAT és társai, 1987).

A törmelékes összlet fokozatosan meszesedik. Felismerhető egy átmeneti tagozat, amely kavicsos, darás, homokos mészkő és konglomerátum váltakozásából áll. Egyes konglomerátum rétegekben határozatlan körvonalú mészkőkavicsok találhatóak, ami a két kőzet keletkezésének egyidejűségére és az említett tektonikus hatásra utal.

A konglomerátum rétegek általában gradáltak. Az üledéktetek felső része gyakran erodált. A Róka-hegy K-i lejtőjén a konglomerátum eróziós bázisú csatornakitöltésként jelentkezik. A mészkő autigén breccsás vagy lencsés-budinázsos szerkezetű. Mindezen jelek azt mutatják, hogy mind a törmelékes, mind a meszes sorozat gravitációs áthalmozást szenvedett. A szállító mechanizmus nagy sűrűségű tömegfolyás lehetett.

A törmelékes-meszes összlet felfelé tiszta, terrigén törmeléktől mentes mészkőbe megy át. Ezen üledék bioklasztokból áll, bőven tartalmaz nagyforaminiferát, algát, helyenként molluszkát és tengeri sünt. Sekélytengerben keletkezett (KÁZMÉR, 1985).

A sekélytengeri mészkő a Ny-i területen mészhomokos márgába vált át. Ez sok tüskésbőrű vázelemet, molluszkát, ritkán bryozoát tartalmaz. Az ürömi Lapos-bányában jelentkező glaukonit alapján a selfperem üledékét képviselheti (BÁLDI T. szóbeli közlése). A képződményt a keletkezési körülmények és a fossziliatartalom alapján az ún.

bryozoás márgával azonosíthatjuk. Az eocén rétegsort a WEIN által kis foltokban észlelt, sekélybatiális Budai Márga zárja.

A rétegsorok általában nem teljesek. Egy konkrét szelvényben az egykori morfológiától, tektonikus hatásoktól függően jelennek meg egyes tagok. A triászra közvetlenül kavicsos mészkő, sőt törmelékmentes mészkő települhet (Róka-hegy teteje). Nagyon valószínű, hogy a mészhomokos márga részben a mészkő heteropikus fáciese.

Oligocén

BÁLDI és társai (1983), VARGA (1982), valamint KECSKEMÉTI és VARGA (1985) kimutatták, hogy a csillaghegyi kőfejtő Ibolya utcai 1-es udvarának D-i falán vékonyréteges, laminites agyag található, turbidit rétegekkel. NAGYMAROSY (1987a) szerint a kőzet az NP 23-as zónába tartozó nannoplanktonot tartalmaz, így a Tardi Agyag heteropikus fáciesének tekinthető. A terepbejárás során sikerült megtalálni ugyanezen kőzetnek egy feltárását a 4. udvar D-i bejáratánál. E folt Wein térképén is szerepel, azonban a kőzettani hasonlóság (turbidit-réteg) alapján nem a Kiscelli Agyaghoz, hanem az Ibolya utcai tardi szintbe tartozik. Típusos Tardi Agyagot a téglagyári agyagfejtő tár fel (NAGYMAROSY, 1974). A formáció alsó részét ma már betemették, csak a kavicsos, homokos középső szakasz és a felső, laminites rész figyelhető meg (BÁLDI, 1983).

Ugyanebben a fejtőben a Tardi Agyag felfelé Kiscelli Agyagba megy át. Az Ibolya-utcai kőfejtő közelében néhány házalapozásnál finomhomokos, agyagos kőzetlisztet észleltem, amelyet a Kiscelli Agyaghoz sorolok.

Negyedkor

A negyedkori képződmények között lösz, agyagos lösz, különböző szintekbe tartozó édesvízi mészkövek és lejtőtörmelék, alluvium különíthető el.

Szerkezeti megfigyelések

Breccsásodás

A triász képződmények legjellemzőbb vonása a breccsásodás. A Dachsteini Mészkő esetében a jelenség főleg a törési felületek szoros környezetére koncentrálódik. A tektonikus folyamat az eredeti üledékes breccsás szövetet „lazítja fel”, némileg eltávolítva egymástól a klasztokat. A breccsásodás fontossága ellenére, a mészkőben jelentősebb a határozott vetőlapok, kőzetrések mentén fellépő deformáció, amelyet később tárgyalok.

A Fődolomitban a breccsásodás szinte az egész kőzettömeget érinti. Olyan ép kőzettömeg, ahol a rétegzés is látszik, nagyon ritka. A töredezettség mértéke fokozatosan nő, egyes zónákban már kataklázosodásról beszélhetünk. Más zónákat porlódás jellemez, hasonló jelenség tételezhető fel olyan övekben, ahol a kibukkanások megszakadnak. A klasztok mérete fokozatosan vagy hirtelen lecsökkenhet, egyes,

néhány mm széles, jól lehatárolt kataklázos zónákban kőzetliszt finomságúra zúzott anyagot több dm-es klasztok szegélyeznek. A breccsásodással együttjáró oldatvándorlás a klasztokat in situ lekerekítheti, így a tektonikus breccsa erősen emlékeztet üledékes konglobreccsára.

Az élesen lehatárolódó, síkszerű törések, töréslapok ritkák, vetőkarcos felületet pedig csak egy ponton figyeltem meg. A töréses deformáció, illetve bármiféle esetleges elmozdulás tehát áthatoló breccsásodás formájában oszlik el az egész kőzettömegben belül. Éppen ezért nehéz jellemző szerkezeti irányokat, még nehezebb elmozdulást kimutatni a dolomit összletben.

A breccsásodás általános volta, szabálytalan geometriája ellenére felismerhetők K-Ny-i, ÉNy-DK-i, É-D-i és ÉK-DNy-i csapású zúzott vagy kataklázosodott zónák. A kovás-limonitos vagy kalcitos cementáció miatt e zónák a felszínen gyakran kipreparálódnak vagy éppen a kőzet porlott jellege (feltárás hiánya) jelzi jelenlétüket, irányukat.

A breccsás zónákat és a ritka, éles töréseket illetően kevés, a kinematikára utaló jelenséggel találkozunk. Egyes repedésrendszerek kulisszás Riedel-töréseként értelmezhetők K-Ny-i jobbos eltolódások mentén. ÉÉNy-DDK-i vetők mentén látszólagos normál vagy balos elvetés állapítható meg. Ezek alapján felismerhető egy ÉNy-DK-i kompresszió és ÉK-DNy-i tenzió hatása, de feltételezhető más erőterek egykori jelenléte is.

Atektonikus szerkezetek

Két alapvető típusú szerkezeti elem különíthető el: egyrészt a puha, másrészt a kőzetté vált üledéket ért deformációk. Mindkét típusban előfordulnak a feszültségtérre jellemző, illetve atipikus elemek. Utóbbiak közé tartoznak a tisztán gravitációs törések, csuszamlások, illetve a törések, kőzettömbök geometriájából fakadó, ún. „kényszervetők”. Elkülönítésük a valódi tektonikus szerkezetektől alapvető fontosságú.

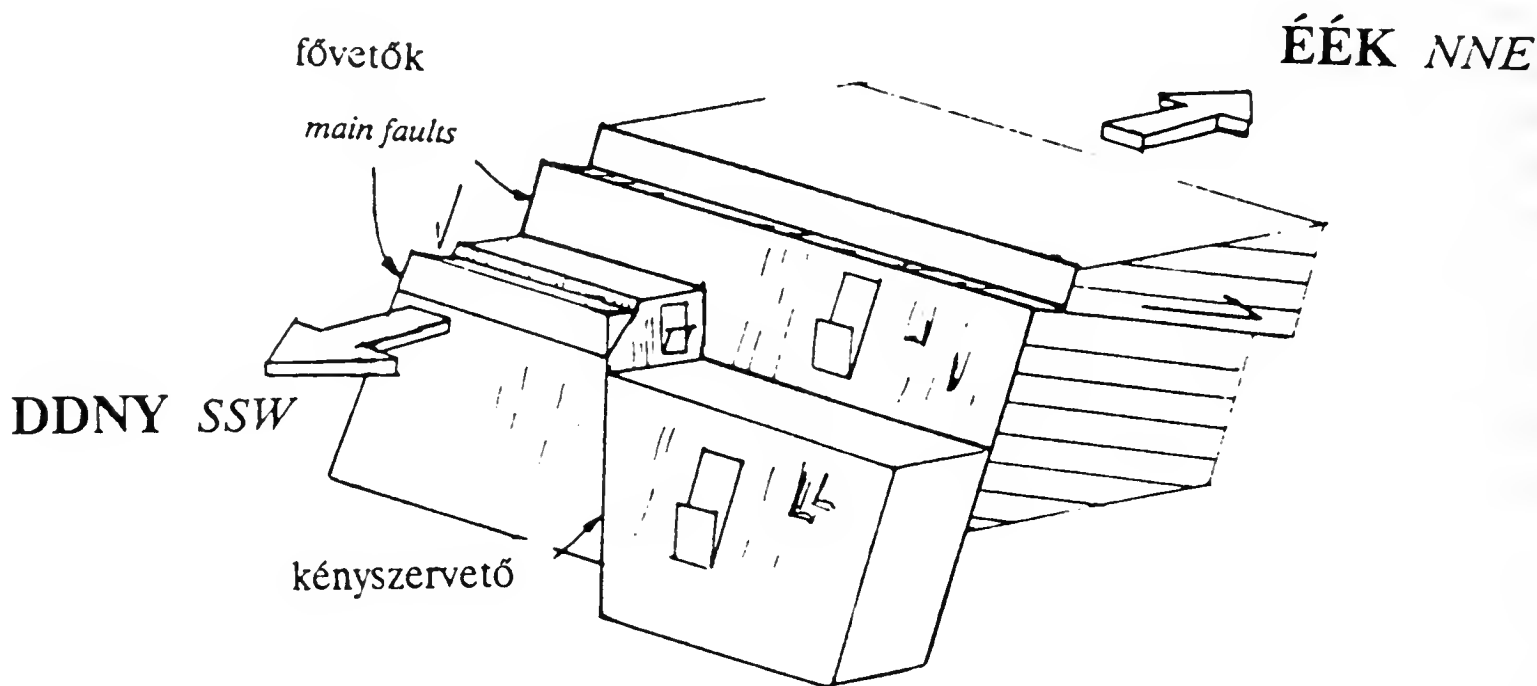
A gravitációs szerkezetekre jellemző, hogy a lejtővel párhuzamosak és jórészt azzal egyező dőlésirányúak. A csillaghegyi kőfejtő alsó két szintjén gyakran a meredek réteglapokkal párhuzamos csúszásként jelentkeznek. Ugyanitt „zárt” gravitációs vetők is előfordulnak az eocén homokkőben. Ezen elmozdulások az üledék áthalmozódásához kapcsolódnak, a potenciális csuszamlás előtti szétszakadást rögzítik.

Kényszervetők leginkább normál mozgásnál léptek fel. A tenzióra merőleges normálvetőkhöz rájuk kb. merőleges (a tenzióval párhuzamos) vetők társulnak. A kényszervetők felismerhetők arról, hogy lapjukon a vetőkarc párhuzamos a fővetőkkel. Ilyen szerkezeteket azonosítottam az ürömi Laposbányában és a Róka-hegy K-i oldalán (46. ábra).

Kréta(?) szerkezetek

Két, jól elkülöníthető feszültségtérben keletkezett szerkezeti elem mérhető és térképezhető, ezenkívül sejthető egy harmadik jelenléte. Utóbbiak közé sorolhatóan, feltolódások gyaníthatók a mezozoós összleten belül. A dolomit a Kálvária-hegyen és a Kráter-bányánál topográfiaileg (és szerkezetileg?) a Dachsteini Mészkö felett

helyezkedik el (1. melléklet). A Péter-hegy Ny-i csúcsán a dolomit az átmeneti rétegekre tolódott. E szerkezetek iránya rosszul ismert, feltehetően a kréta(?) során jöttek létre.



46. ábra. Normálvetők az ürömi Laposbányától Ny-ra. A fő vetőkre merőleges kényszervetőn a csúszás irányát nem a feszültségtér, hanem a testek geometriája határozza meg, vagyis a vetőkarc párhuzamos a fővetővel.

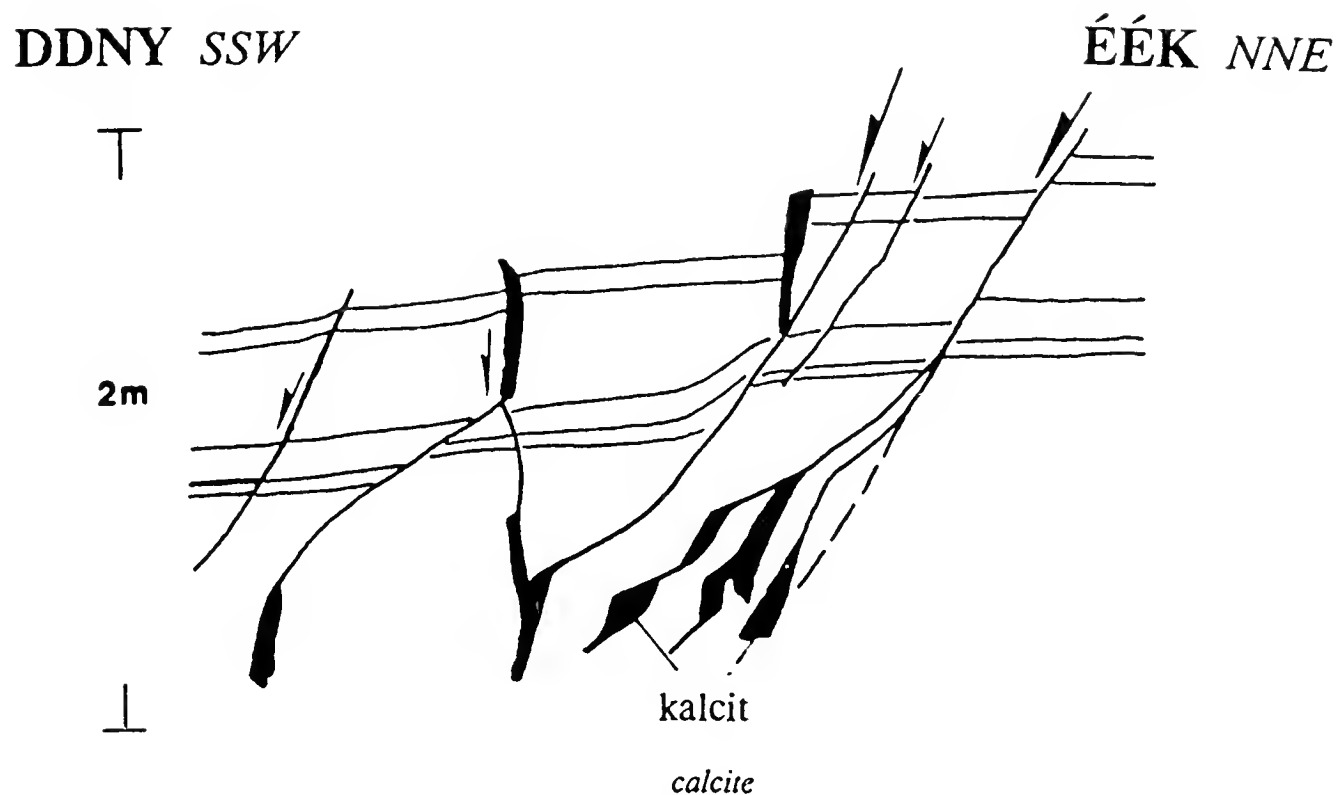
Fig. 46. Normal faults west of Üröm Laposbánya. The direction of the slip on secondary planes between the main faults was determined by the geometry of the moving bodies. In this case the slickenslide is parallel to the main fault.

Paleogén–kora-miocén(?) szerkezetek

Felismerhető egy eltolódásos feszültségtér, amely helyileg tiszta kompresszió vagy tiszta tenzió is lehet. A maximális főfeszültség iránya (σ_1 vagy σ_2) NyÉNy-KDK és ÉNy-DK között helyezkedett el, míg a tenzió erre merőleges volt.

E feszültségtér fő szerkezeti elemei az eltolódások. Ezek közül is dominánsak a K-Ny-i csapású jobbos vetők. Három főbb és két kisebb eltolódást nyomozhatunk a területen. E törések mentén a triász és eocén vagy alsó-oligocén kőzetek gyakran tektonikusan érintkeznek. Más esetben a kontaktus „normális” sztratigráfiai, (felismerhető a diszkordancia-felület), de az eocén kőzetek erősen kibillentettek, sőt közel függőlegesek.

A legdélibb eltolódás a Péter-hegy D-i oldalán húzódik. Ez a vető folytatódhat a csillaghegyi téglagyár fejtőjében, a ma látható fallal párhuzamosan. A vető ma már nem látszik, de korábbi szerzők észlelték (SOMLAI, 1956; GELLAI, 1957; BÁLDI és társai, 1983). Mikroméretű jobbosok manapság is mérhetők. A SOMLAI (1956) és GELLAI (1957) által leírt redő és a homokkőbetelepülésekben ma is látható enyhe hajlatok a jobbos eltolódás kulisszás szerkezeteinek tarthatók. Mezőméretű, ÉÉNy-DDK-i csapású balos vetők a jobbosok konjugált párjai. Az ÉNy-DK-i irányú normálvetők és tenziós hasadékok szintén ugyanahhoz a vetőrendszerhez tartoznak (47. ábra). Az eltolódás talán a két csillaghegyi fúrás között folytatódik tovább, ahol az aljzat elvetése néhány száz méter.



47. ábra. Normálvetők a csillaghegyi téglagyári agyagfejtőben. E vetők egy jobbos oldaleltolódáshoz kis szögben hajlanak.

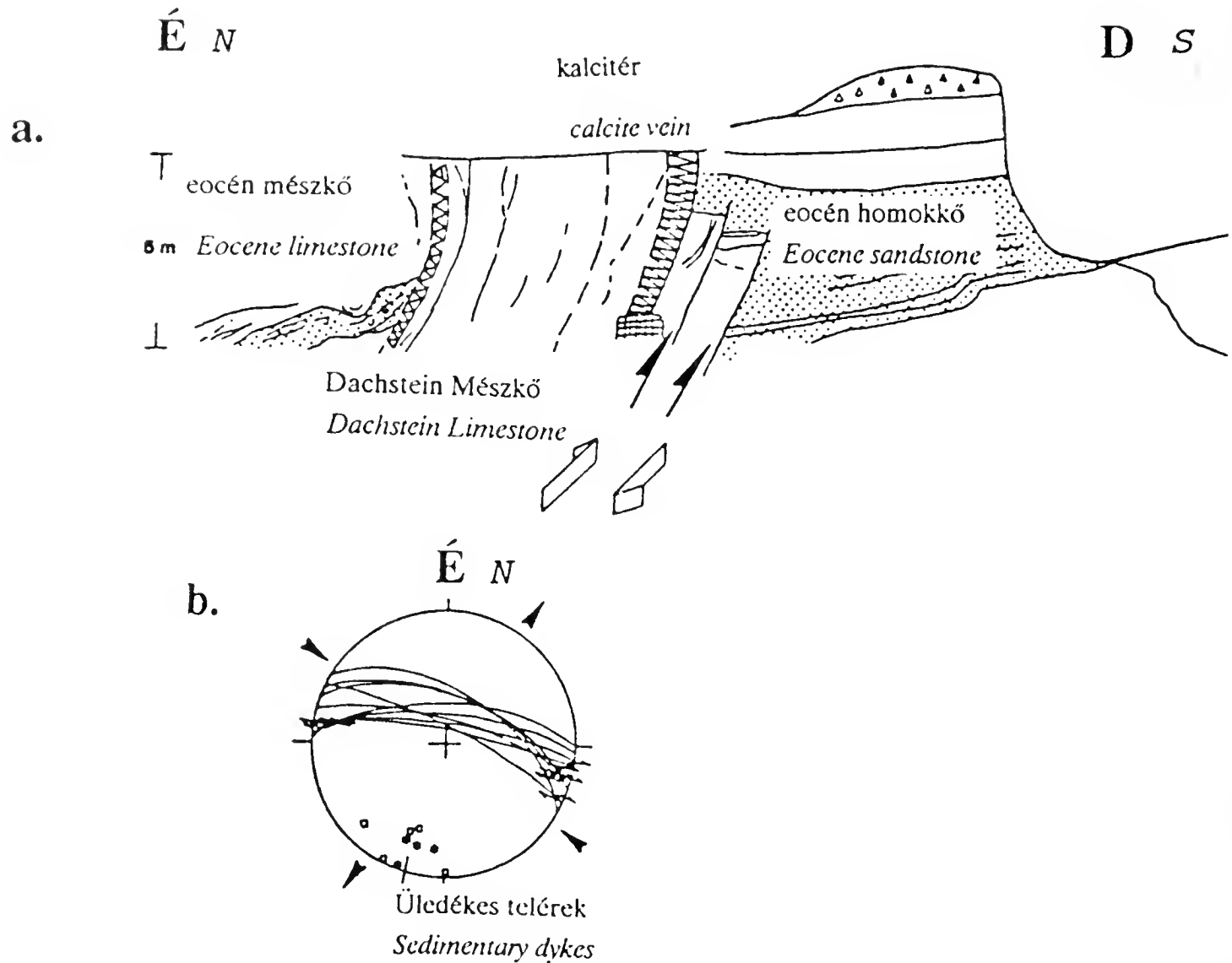
Fig. 47. Normal faults in the Csillaghegy clay pit. These faults gently curve towards a right lateral strike slip fault.

A következő jobbos eltolódás a Péter-hegy É-i oldalán halad. A vető a Kráter-bánya É-i oldalán, 100 m hosszan látható. Több „szeletben” (pikkelyben) a triász Dachsteini Mészkö eocén(?) homokkőre tolódott (48. ábra). A vízszintes karcok jegyei jobbos kinematikát mutatnak. Ezt támasztják alá olyan eocén homokkő és breccsa telérek és kalcitos hasadékkitöltések is, amelyek 10-30°-os szöget zárnak be a vetővel.

Az eltolódás a bányától K-re a Péter-hegy É-i peremén, lejtőtörmeléktől fedve húzódik. DK-felé számos normálvető és tenziós hasadék ágazhat ki az eltolódásból. E vetők preformálták a Péter-hegy mai morfológiáját. Néhány normálvető a téglagyári agyagfejtőben egészen a délebbi eltolódásig ér. Itt az ÉÉNy-DDK-i csapású vetők már balos eltolódások. A kiágazó normálvetők a jobbos eltolódás lófarok-elvegződését alkotják („Péter-hegyi lófarok”; horse-tail termination). Ily módon a jobbos elvetés nagysága K felé csökken.

A leghosszabban tanulmányozható eltolódás az ürömi Kálvária-hegy D-i oldalától a névtelen dombok D-i pereme mentén a Róka-hegyig, a csillaghegyi kőfejtő D-i széléig mintegy 2 km hosszan követhető (1. melléklet). A triász és eocén képződmények tektonikusan érintkeznek a Ny-i névtelen dombon, a vető két ágra oszolva körbeveszi a triász börcöt. Ez az eltolódásokra oly jellemző, lencse alakú, tektonikusan körbevett aljzattest „tektonikus hálnak” (poisson tectonique) vagy eltolódásos duplexnek (strike-slip duplex) tekinthető (MONTENAT és társai, 1987; WOODCOCK és FISCHER, 1986). A K-i domb Ny-i oldalán a két ág a meredeken dőlő eocén mészkő alá bújik. Tovább Ny felé több későbbi normálvető elveti, majd a domb K-i oldalán a teljesen breccsásodott, elporlott dolomitban és annak határán folytatódik. Az eocén breccsa, homokkő függőlegesen vonszolódik a széttört dolomit oldalán.

A törés a csillaghegyi negyedik udvar D-i bejáratánál bukkan a felszínre. Itt a törési zónában a triász mészkő, néhány méter széles eocén mészkősáv és Tardi Agyag



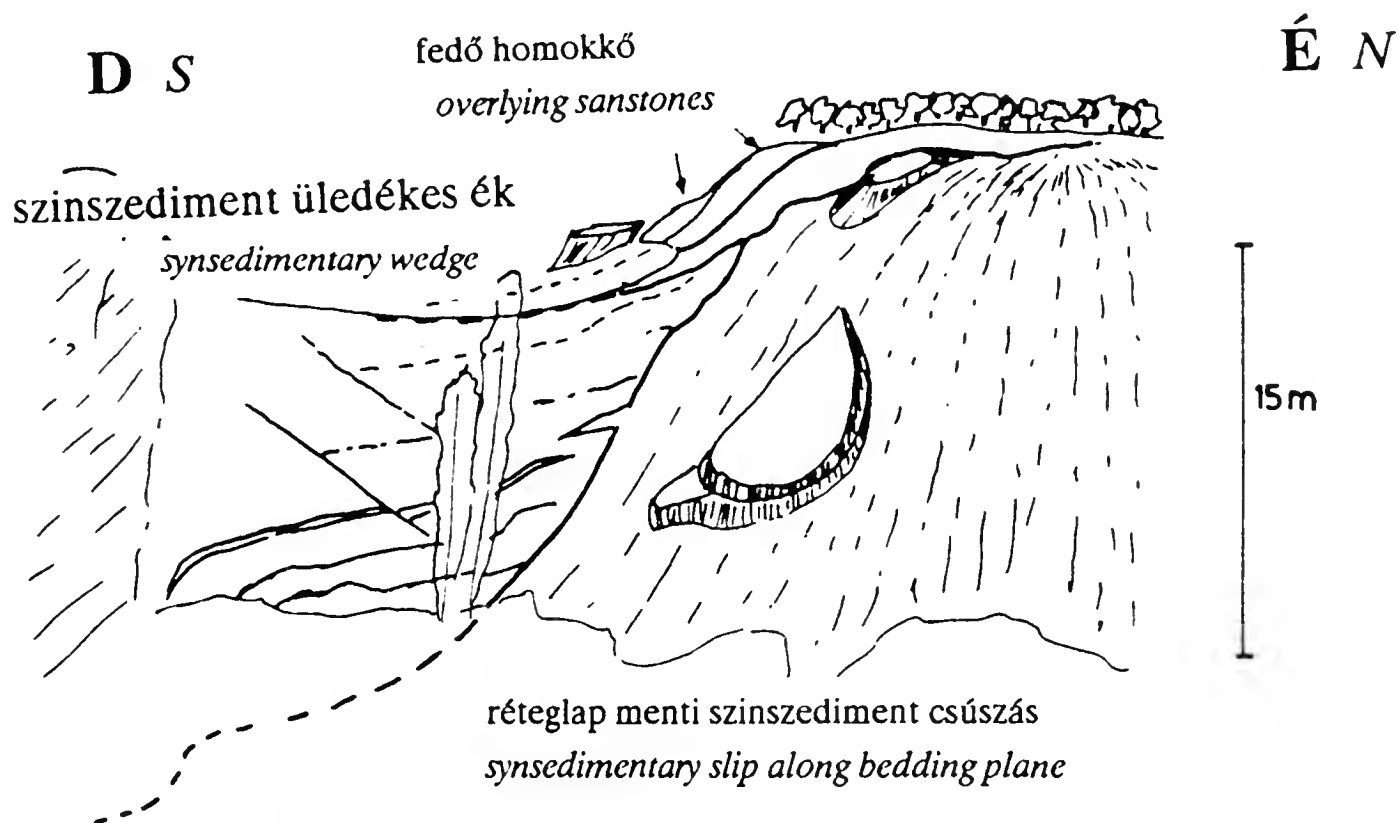
48. ábra. Jobbos eltolódás a Kráter-bányában, amely látszólagos feltolódást eredményezett, (a) szelvényben és (b) sztereogramon.

Fig. 48. Cross section (a) and stereonet (b) of a dextral strike slip fault in the Kráter quarry which resulted in an apparent reverse separation.

érintkezik tektonikusan. Az eltolódás jobbos-normál jellegét vízszintes és ferde vetőkarcok igazolják. A 4. udvar D-i peremén továbbhaladva függőleges eocén rétegek mentén fut a vető. Ezután valószínűleg szétágazik, D-i ága kifut a fejtől. Középső ága KÉK-nek fordul és a 2. udvar D-i és az 1. udvar É-i peremén követhető. A törés mentén a kontaktus jellege változik; a 2. udvar Ny-i végén az eocén mészkő és meredek helyzetbe vonzott eocén homokkő (poszt-üledékes) vetőlap mentén érintkezik (XX/2. tábla). A 2. udvar további részén és az 1. szinten a vető a meredek dőlésű eocén előtt (D-re) halad, utóbbi helyen bizonyítható szinszediment jellege (lásd alább). Valószínű egy harmadik, É-i ág jelenléte, amely a felszín alá bújik. A középső töréstől É-ra, a második udvar szűkületénél ugyanis jól követhető a triász és eocén közötti eróziós felszín a fal teljes magasságában (XXI/1. tábla, FODOR és KÁZMÉR, 1989). Az eróziós felszín és rajta az eocén törmelékes üledékek igen meredek dőlésűek. E közel függőleges üledéktest az 1-es udvar É-i peremén folytatódik tovább. A meredek eróziós felszín egy őslajtőnek felel meg, amelyet egy mélyebb törés preformálhatott (FODOR és KÁZMÉR, 1989). E törés egyedül a 2. udvar szűkületénél bukkanhatna a felszínre, de itt az aljzat erősen breccsásodott. A törés vagy még mélyebben van, vagy pedig a deformáció tektonikus breccsásodásban oldódott fel.

Az eocén meredek dőlése részben lehet eredeti üledékes bélyeg, részben a középső vetőág elvonzoló hatásával magyarázható. Az 1. udvarban azonban számos bizonyíték

van arra, hogy a rétegek meredek helyzete az eocén üledékképződéssel részben egyidejű. Mint említettem, az É-i fal párhuzamos egy 65–70°-os dőlésű réteggel. A vetőfelszín hullámos lefutása már utal szinszediment eredetére. Másrészt a levetett szárnyon levő üledéktestek nagy része nem található meg a fennmaradt oldalon. Jól követhető ugyanis az a rétegcsoport, amelyik elvonszolódva ugyan, de a vető mindkét oldalán jelen van (49. ábra, XXI/2. tábla)! A K-i falon követhető teljes rétegsor hiányzik a másik oldalon, ezen üledéktest egy törmelékes éknek tekinthető. Ráadásul, a rétegdőlés enyhén csökken a rétegsorban felfelé. Mindez arra utal, hogy az udvar É-i oldalának meredek dőlése a törmelékes ék képződése alatt, fokozatosan jött létre, a meredekké váló réteglap szinszediment vetőként működött. A törmelékes ék rétegei ezen vetőnek, azaz réteglapnak támaszkodva kiékelődnek és az ismétlődő mozgások miatt el is vonszolódtak.



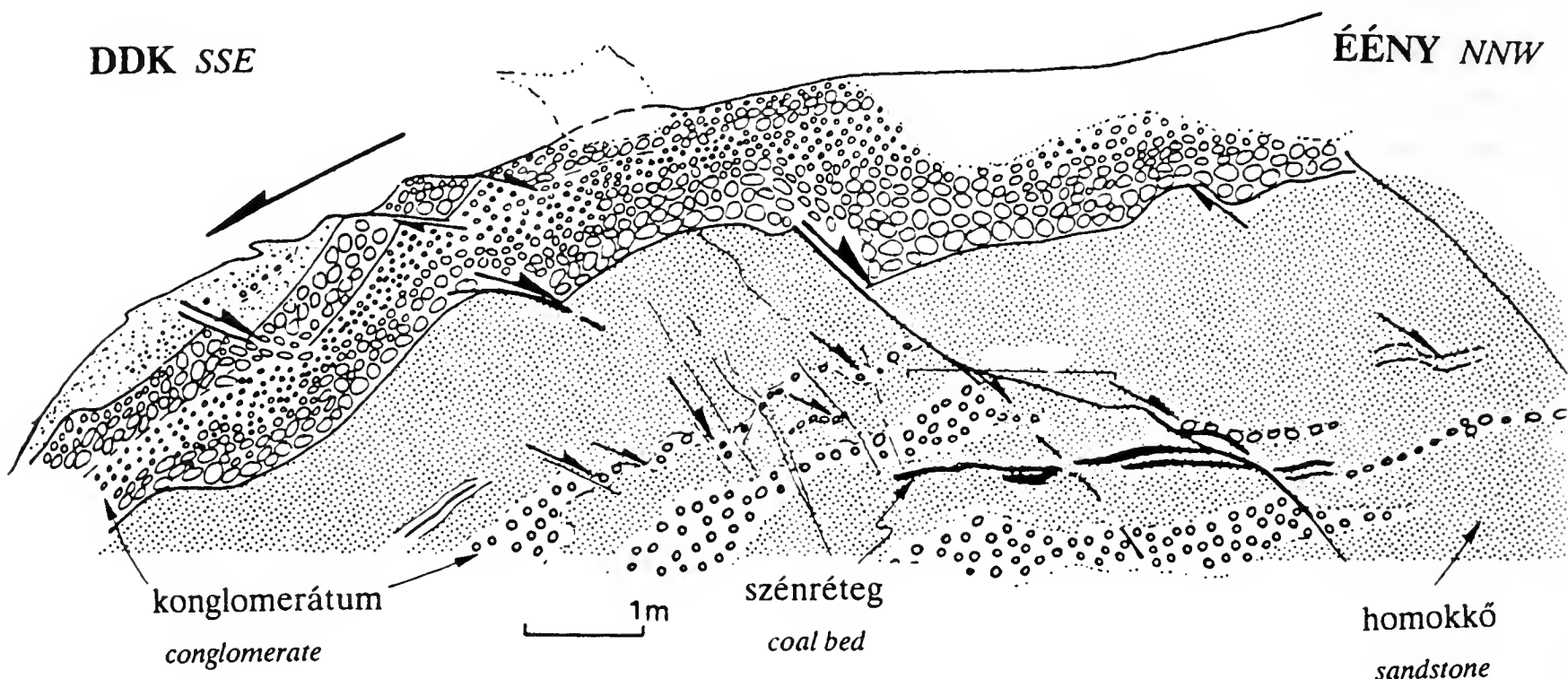
49. ábra. Szinszediment mozgáshoz kapcsolódó, ék alakú üledéktest. A nyilakkal jelzett konglomerátum réteg lefedi a meszes-törmelékes összletet, amely nincs meg a vető túloldalán.

Fig. 49. Wedge-shaped sediment body connected with a synsedimentary movement. The conglomerate layer marked with arrows covers the calcareous clastic sediments. This bulk of sediments is missing on the other side of the fault.

Érdemes megemlíteni, hogy mind ROZLOZSNIK (1935), mind NAGYMAROSY (1987a) szelvényt közöl az 1. udvarról, és felismervén a nagy vetőt, poszt-üledékesnek tartják. ROZLOZSNIK álláspontja pontosabb, amennyiben „flexúras vetőrendszerrel” magyarázza az eocén meredek dőlését. Jellemző azonban, nem csak ez esetben, de a hegységben általánosan, hogy a szinszediment jelleg nem került felismerésre.

A törmelékes ék konglomerátum, homokkő és homokos, darás mészkő váltakozásából áll. A gradáció, az elszakított szénlencsék, a homokkő és konglomerátum puha állapotú keveredése, a mészkő breccsás és budinázsos-hurkás jellege alapján az egész összlet gravitációs tömegmozgással áthalmozott (FODOR és társai, 1991).

A homokkőtest konglomerátumlencségei el vannak vetve (50. ábra). Repedés (vetőlap) nem kapcsolódik ezen elmozdulásokhoz (XXII/1. tábla), amelyek „zárt vetők” mentén történtek. Gyakran viszont puha állapotban történt elvonszolódást mutatnak az elmozdított testek. E „zárt vetők” nem mindig vetik el az alsóbb rétegeket, ráadásul a rákövetkező réteg szinte mindig lefedi őket.



50. ábra. Szinszediment deformációk a csillaghegyi kőfejtő 1-es szintjén, az alsó homokkő testben (FODOR és társai, 1991c).

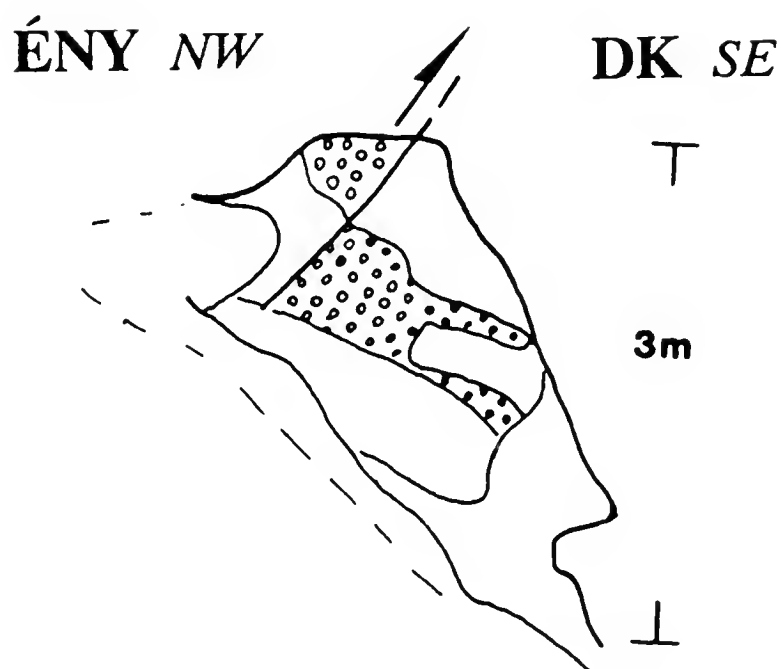
Fig. 50. Synsedimentary deformation in the lower sandstone on the first level of Csillaghegy quarry (FODOR et al., 1991c).

A zárt vetők legtöbbször látszólagos normál és/vagy jobbos elvetést okoztak, a balos elmozdulás ritka. Néhány vízszintes, puha üledékes vetőkarc mutatja, hogy az elvetés valóban lehetett tisztán horizontális. A vetők párhuzamosak a nagy jobbos-normál elvonszolódással, vagy kis szöget zárnak be vele. Vagy lapos szögben a nagy vető felé dőlnek, annak mintegy vetőpárját alkotják, vagy szinte függőlegesek, a nagy vető Riedelének szerepét játsszák.

Az üledéktestek egyes lencségei elfordultak, a forgás alapján lejtőirányú nyírás volt meghatározható. A kavicsos mészkövek nyírásos bélyegei szintén lejtőmenti mozgásra, széthúzódnásra utalnak (FODOR és FOGARASI, 2.2. fejezet).

Mindezek szerint a „zárt vetők”, rétegmenti nyírásos zónák az üledék puha állapotában, üledékképződés közben keletkeztek. Legvalószínűbben az áthalmozáshoz, az akkor fellépő gravitációs hatáshoz kapcsolódnak, de az elmozdulás végső jellegét alapvetően befolyásolta az áthalmozást kiváltó szinszediment vető jobbos komponense.

Az 1. udvar K-i sarkában a rétegdőlés csapásváltása azt mutatja, hogy az őtlejtő, vagyis a feltételezett eltemetett vető fokozatosan ÉÉNy-i csapásúra fordul, a Róka-hegy K-i peremével párhuzamosan (1. melléklet). Míg a „fordulónál” rövid szakaszon (részben szinszediment!) feltolódást igazolnak a mikroszerkezetek (51. ábra), addig a domb K-i oldalán konglomerátum és darás mészkő anyagú csatornakitöltések jelzik a lejtő szinszediment mozgásait.



51. ábra. ÉK-DNy-i csapású feltolódás eocén kglomerátumban, a csillaghegyi kőfejtő 1-es szintjének K-i csücskén.

Fig. 51. NE-SW striking reverse fault in Eocene conglomerate on the eastern part of the first level of Csillaghegy quarry.

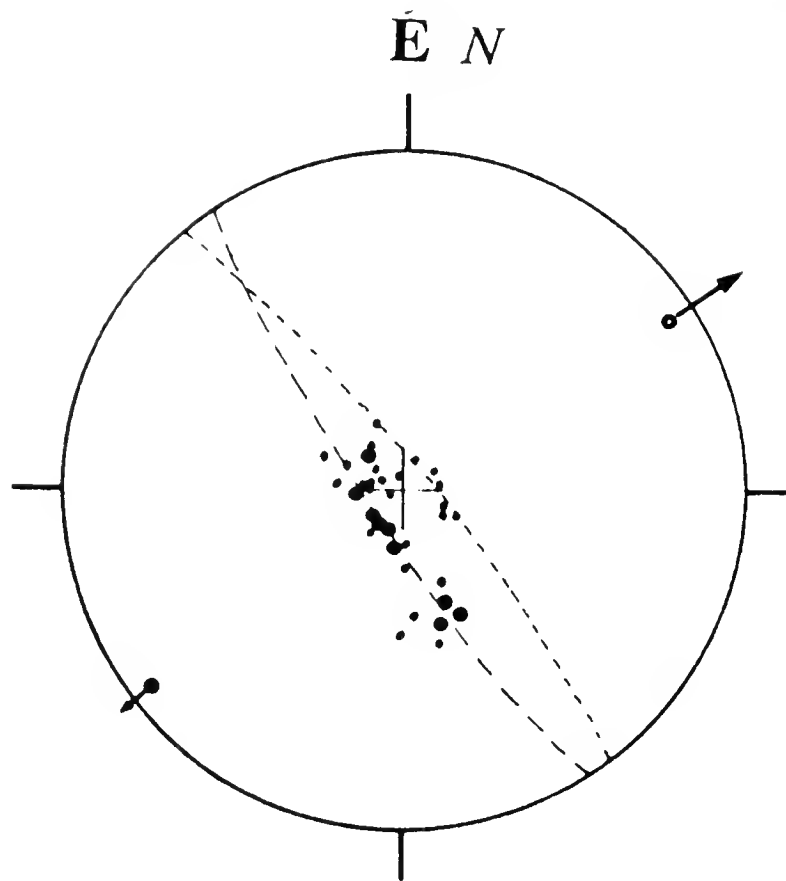
Az 1. udvar D-i falán az eocén és az oligocén egy közel függőleges vető mentén tektonikus kontaktusban van (NAGYMAROSY, 1987a). A látszólagos normál elvetés és a vízszintes karcok alapján balos és jobbos mozgást egyaránt feltételezhetünk.

A nagy jobbos eltolódástól É-ra, a betemetett rókahegyi bányák D-i peremén szintén jobbos eltolódás észlelhető. Az ürömi Laposbányában és a környező fejtőkben több enyhe redő látható (52. ábra). A redők tengelyükkel párhuzamos feltolódásokkal és egy nagyobb flexúrával társulnak. E redők egy eltemetett jobbos nyírési zóna kulisszás szerkezeteit alkotják. K-Ny-i jobbos mikrovetőkre a Laposbányában sok példa adódik (BERGERAT és társai, 1984).

Utóbbi két eltolódás a Róka-hegy DNy-i peremén húzódnó normál vetőkkel kombinálódik. A normálvetők reaktiválják a jobbos mikrovetőket, deformálják a gyűrt eocén kőzetet, vagyis az eltolódásoknál későbbiek.

Az egész területre jellemzően a törésekkel, zúzott zónákkal párhuzamosan húzásos hasadékok alakultak ki, jórészt kalcit vagy limonitos kova kitöltéssel. A hasadékokban gyakoriak az üledékes kitöltések, a kalcitanyagú ásványliszt vagy finomszemű mészhomokkő, amely eocén üledékként értelmezhető. Megjelenésükben nagyon hasonlítanak a budaörsi neptuni telérekre (MAGYARI, 1991a-b). A húzásos hasadékok és üledékes telérek döntő többségükben ÉNy-DK-i csapásúak, így ez az irány tekinthető a kompresszió irányának. Az ÉK-DNy-i tenzióra merőleges hasadékok és neptuni telérek tisztán szakításos eredetűek. Az eltérő irányú hasadékokat tekintve, egy ÉÉNy-DDK-i csapású, szálas kalcittal kitöltött hasadékban a repedés falára ferdén növekvő kalcitrostok balos kinyílást bizonyítanak. A K-Ny-i csapású hasadékok jobbos eltolódásokkal, az ÉÉNy-DDK-iek balos vetőkkel párhuzamosak (53. ábra). Olyan hasadékokkal állunk tehát szemben, amelyek régebbi, átöröklött törések, breccsás zónák felújulása révén keletkeztek. Az adott feszültségtérben ferdén nyílhattak ki, nyírásos jellegűek.

A feszültségtérhez tartozó vetők érintették a mezozoós és felső-eocén-alsó-oligocén képződményeket. Az eocén üledékek szinszediment, illetve diagenézis előtti deformációja, valamint a szinszediment telérek ebben a feszültségtérben jöttek létre. A deformáció kora tehát késő-eocén-kora-miocén(?).



52. ábra. Enyhe redők az ürömi Laposbányában. A réteglapok pólusainak sztereogramja. Nagy, ill. kis pontok: mérések egy adott redőn, ill. az összes adat.

Fig. 52. A gentle fold in Üröm Laposbánya. A: stereonet of poles of layers; Large dots: measurements on a given fold; Small dots: all data.

Miocén-pliocén? szerkezetek

A másik, biztosan azonosítható feszültségtér egy K-Ny-DK-ÉNy-i tenzió. A Róka-hegy K-i peremén egy jelentős törés húzódik, amely a mikrovetők alapján jobbos-normál vetőnek tekinthető. E vetőből ágazik ki a csillaghegyi kőfejtő 1-es udvarának D-i falán levő törés, amely jobbos eltolódásként reaktiválhatta a korábbi balos vetőt. Hasonló, É-D-i csapású jobbos eltolódások a 4-es udvar bejáratánál és a Kráter-bánya K-i falán azonosíthatók (54. ábra).

Ezen tenzió érinti a paleogén képződményeket, de szinszediment szerkezetek nem kapcsolódnak hozzá. A Laposbányában a jobbos-normál vetők ezen tenzióban balos mozgással éledtek újra. A csúszások relatív sorrendje szerint a tenzió fiatalabb.

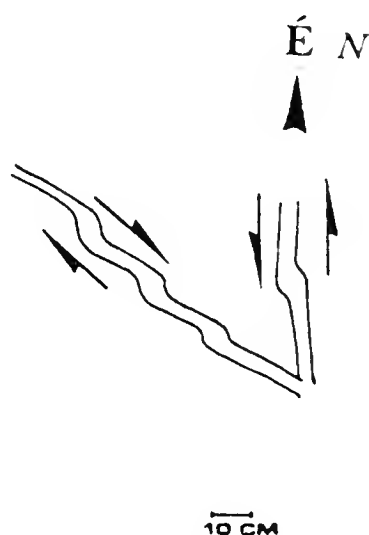
Késő eocén paleomorfológia

A tektonikai és üledékföldtani megfigyelések alapján rekonstruálhatjuk a késő-eocén morfológia egyes elemeit. A feltártság miatt erre a csillaghegyi kőfejtő a legalkalmasabb. A 3-as és 4-es szintben egy nagyjából vízszintes, karsztos üregekkel tagolt felszínre települ az eocén üledékösszet (55. ábra). A rétegsor vékony és a mészkő a 4-es udvarban közvetlenül a triászra települ (FODOR és KÁZMÉR, 1989). A 2-es udvarban az eróziós felszín meredeken D felé dőlve egy őslejtőt alkot (55. ábra). Ezen lejtőre települ a törmelékes eocén sorozat, amely gravitációsan áthalmozott üledékekből

áll. A törmelékes test vastagsága D felé növekszik, míg a legtöbb rétegtag a lejtőn kiékelődik. A lejtő kialakulása tehát szinszediment módon történt.

A 2-es és 1-es szintben követhető lejtő K-en elfordul és a Róka-hegy K-i peremével párhuzamosan halad É felé. A meszes-törmelékes sorozat átülepített jellege, konglomerátum-csatornák egyaránt szinszediment jellegét bizonyítják.

Hasonló őslejtőkre gyanakodhatunk a Péter-hegy D-i oldalán, a tőle É-ra levő névtelen dombok D-i peremén. A Kálvária-hegytől K-re NyDNY-KDK-i csapású normálvetők alakítottak ki kisebb őslejtőt, amelyen a mészkő erősen áthalmazott jellegű.

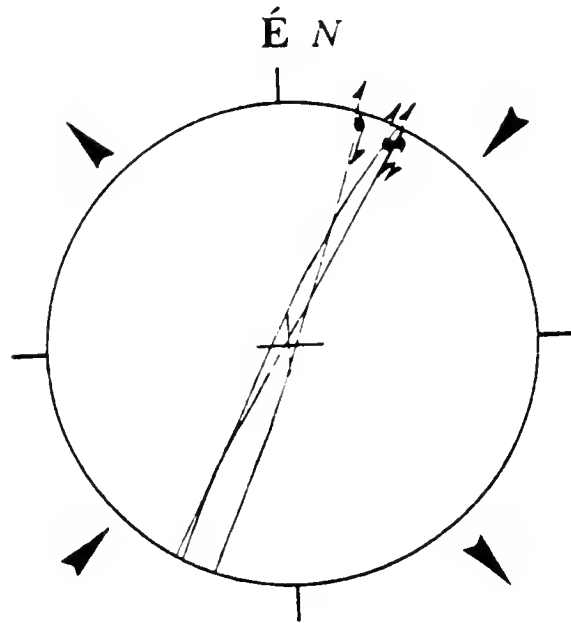


53. ábra. Átöröklött törések mentén, ferdén kinyílt kalcittelérek. Róka-hegy D-i oldala.

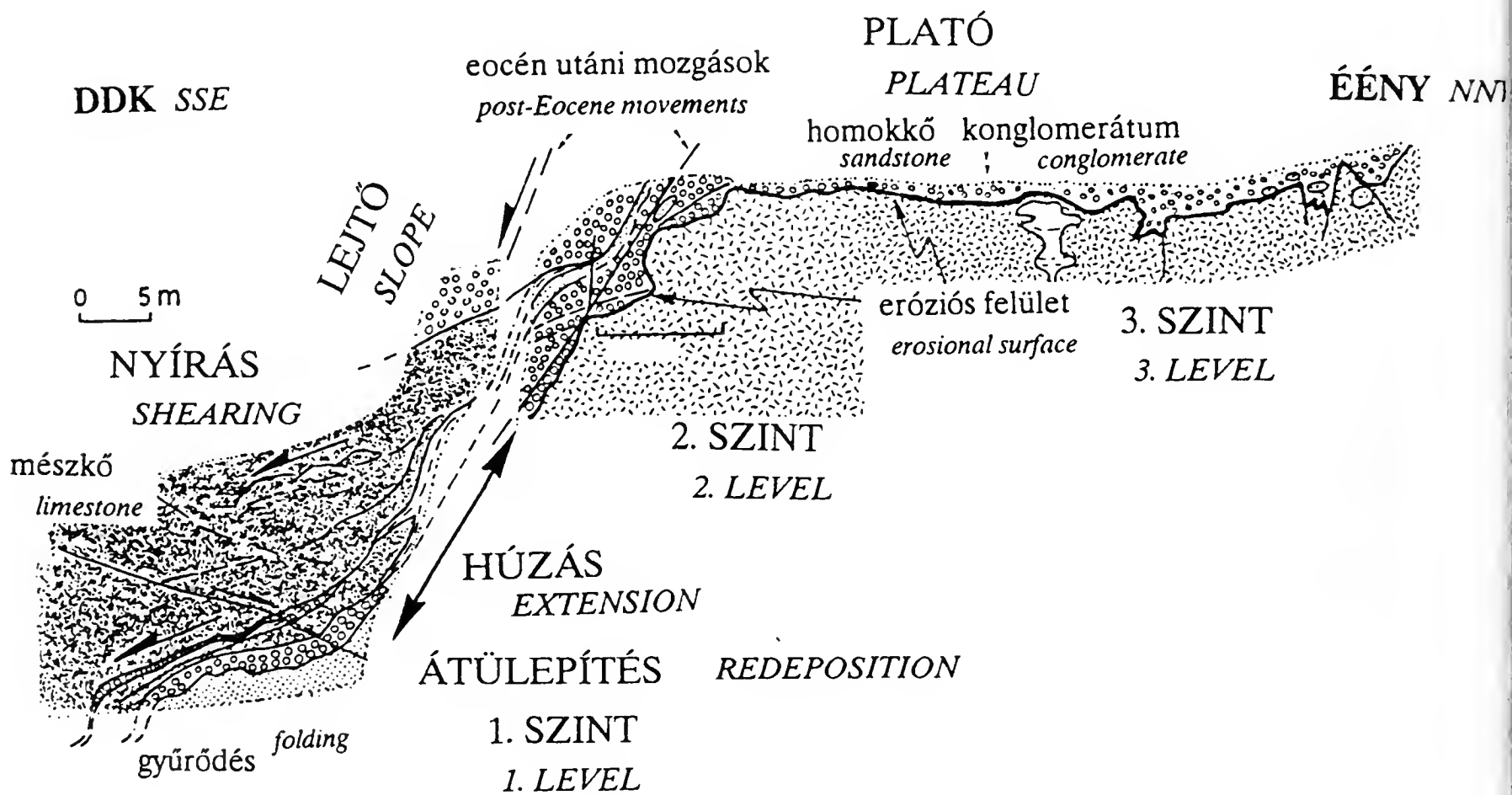
Fig. 53. Calcite veins opened obliquely along inherited fractures in the southern part of Róka Hill.

Összefoglalás

Összefoglalásként megállapíthatjuk, hogy Üröm-Csillaghegy térségében a szerkezeti képet alapvetően a K-Ny-i jobbos eltolódások szabják meg. Uralkodó szerepük alapján az egész terület egy jobbos eltolódásos övbe tartozik. Javasoljuk a „Csillaghegyi eltolódásos zóna” elnevezést. A normálvetők és a redők a zónán belüli másodlagos szerkezetek. A deformáció feszültségtere egy NyÉNy–KDK—ÉNy–DK-i kompresszió és merőleges tenzió. Az eltolódások kora késő-eocén–kora-miocén(?).



54. ábra. Jobbos eltolódások sztereogramja és a közelítő feszültség-tengely irányok. Üröm, Kráter-bánya.
 Fig. 54. Stereonet and strikes of stress axes of the dextral strike slip faults in Üröm, Kráter quarry.



55. ábra. Paleomorfológia a csillaghegyi kőfejtőben (FODOR és társai, 1992).
 Fig. 55. Palaeomorphology in the Csillaghegy quarry (FODOR et al., 1992).

Szinszediment tektonikai jelenségek a Tétényi-fennsík szarmatájában

PALOTÁS Klára

Bevezetés

A Tétényi-fennsík (56. ábra) szedimentológiai és tektonikai vizsgálata során szembetűnő jelenség figyelhető meg: az ooidos és durva mészkövet közel függőleges litoklázisok szabdalják. A törések a plató Ny-i részén (Biatorbágy, Sóskút) található legsűrűbben, de megfigyelhetők a közepén (Diósdtól ÉNy-ra) és a K-i szélén (Nagytétény) is. Melyek is a fő jelenségek?

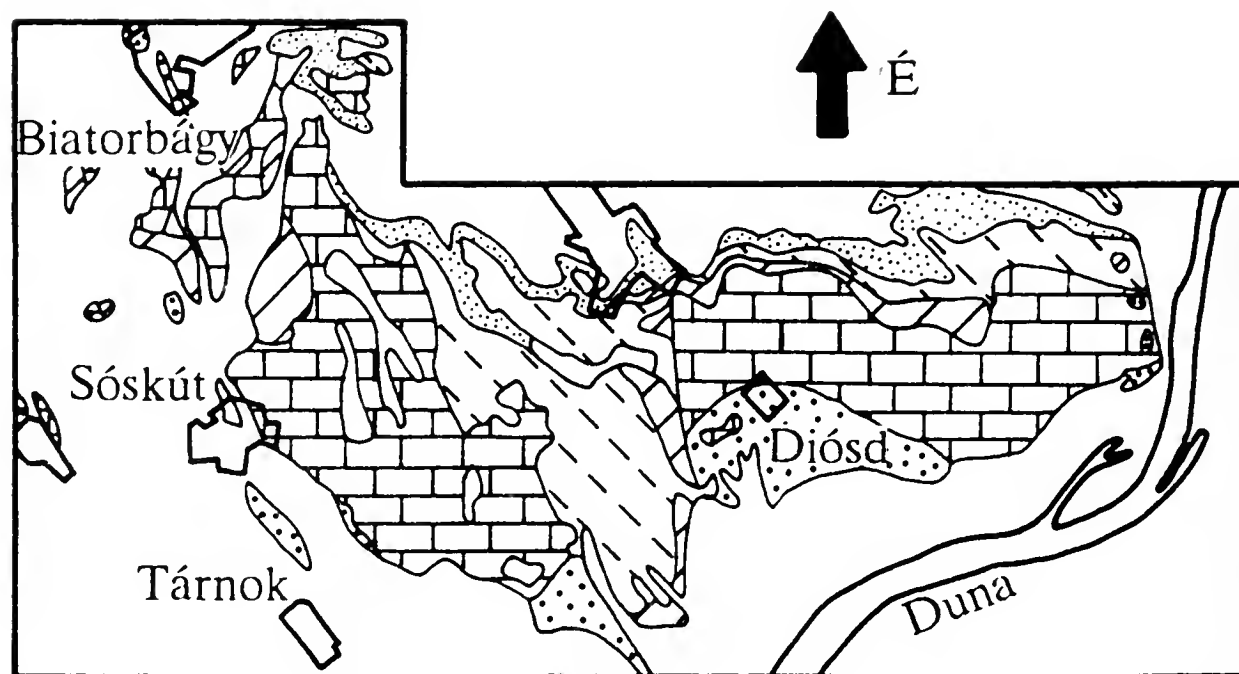
Tenziós hasadékok

A területen nagyon sok, többé-kevésbé kipreparálódott törésvonal látható, amelyekhez hasonlókat BERGERAT és társai (1983) a bádeni korú üledékekben figyeltek meg. Vastagságuk 0,5–15 cm között váltakozik és általában több rétegen át függőlegesen is követhetők (1-2 métertől 15-20 méterig). Lefelé vagy fokozatosan kivékonyodnak, vagy többfelé szétágazva szűnnek meg, esetleg a rétegzéssel párhuzamosan behajlanak.

Mivel a környező anyag puhább, kevésbé ellenálló – ennél fogva gyorsabban kopik –, így sík felületen a törések nagyon jól tanulmányozhatók, s cementált anyaguk taréjként áll ki a környezetből (XXII/2. tábla). A keménységkülönbség abból adódik, hogy az üledékképződéssel egyidőben kinyíló hasadékba behullottak a kisebb szemcsék is, míg a felszín többi részéről az áramlás elmosta azokat, így a hasadékban lévő üledék sokkal tömörebb, mint a mellette erős áramlással jellemzett közegben ülepedő kőzet. A törések és a mellékkőzet átmenete mind szabad szemmel megfigyelve (XXV/1–2. tábla), mind vékonycsiszolatban folyamatos, így ezek alapján a törések szinszediment voltára következtethetünk.

A mészhomok rendkívül gyors cementációjának köszönhető, hogy a friss üledékben hasadékok tudtak kinyílni (BERGERAT et al., 1983). A korai kőzetté válásra utaló jelek vékonycsiszolatban jól megfigyelhetők. A szemcséket egyenletes vastagságban körülvevő rostos, illetve zömök kristályokból felépülő korai tengeri cement (XXIII/2. tábla), valamint a kompakció csaknem teljes hiánya egyaránt erre utalnak (PALOTÁS in prep.).

Sok helyen az ilyen tenziós hasadékok közepén vékony repedés húzódik, de ez nem törvényszerű. Ezek a repedések későbbi mozgások során, a tenziós hasadékok újra kinyílásakor jöttek létre.



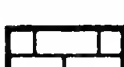





0 1 5 10

1:200000

Jelkulcs

Legend

-  Poszt-miocén üledékek
Post-Miocene deposits
-  Pannon üledékek
Pannonian deposits
-  Szarmata durvamész-kő
Sarmatian lime sand
-  Bádeni Lajta mészkő
Badenian Lajta Limestone
-  Alsó-miocén üledékek
Lower Miocene deposits
-  Oligocén üledékek
Oligocene deposits

56. ábra. A Tétényi-fennsík 1 : 200.000 méretarányú földtani térképe

Fig. 56. 1 : 200,000 scale geological map of the Tétény plateau

Függőleges metszet

Függőleges metszetben a törések mentén vagy nem látszik elvetés, vagy legfeljebb néhány cm-es normál vetők figyelhetők meg (Biatorbágy, Sóskút), amelyek kisebb mértékű szinszediment elmozdulások normál komponenseként értelmezhetők. A vetők két oldalán a rétegvastagságok különbözőek, mégpedig a levetett szárnyon nagyobbak. Az elvetés nagysága fölfelé csökken, majd a felső rétegeknél teljesen megszűnik (XXIII/1. tábla).

Térképi metszet

Felülnézetben a hasadékok jól meghatározható irányokkal jellemzett rendszert alkotnak (sóskúti mészkőbánya), és több tíz méteren át kitűnően követhetőek.

A többé-kevésbé egyenesen futó törések mellett egy másmilyen mintázatra is felfigyelhetünk: néhány helyen paralelogramma geometriájú szerkezet látható (XXIV/1. tábla). A kulisszás törésekre két irány jellemző, az egyik kb. 0° - 180° , a másik 60° - 240° csapású.

Tektonikai összefoglalás

A szinszediment tenziós hasadékok 147 csapásadatából területtartó rózsadiagramot szerkesztettem (57/a ábra). A diagramról négy jellemző irány olvasható le, egy kb. 0 - 180° , egy kb. 45 - 225° , egy kb. 65 - 245° és egy kb. 115 - 295° csapásirányú.

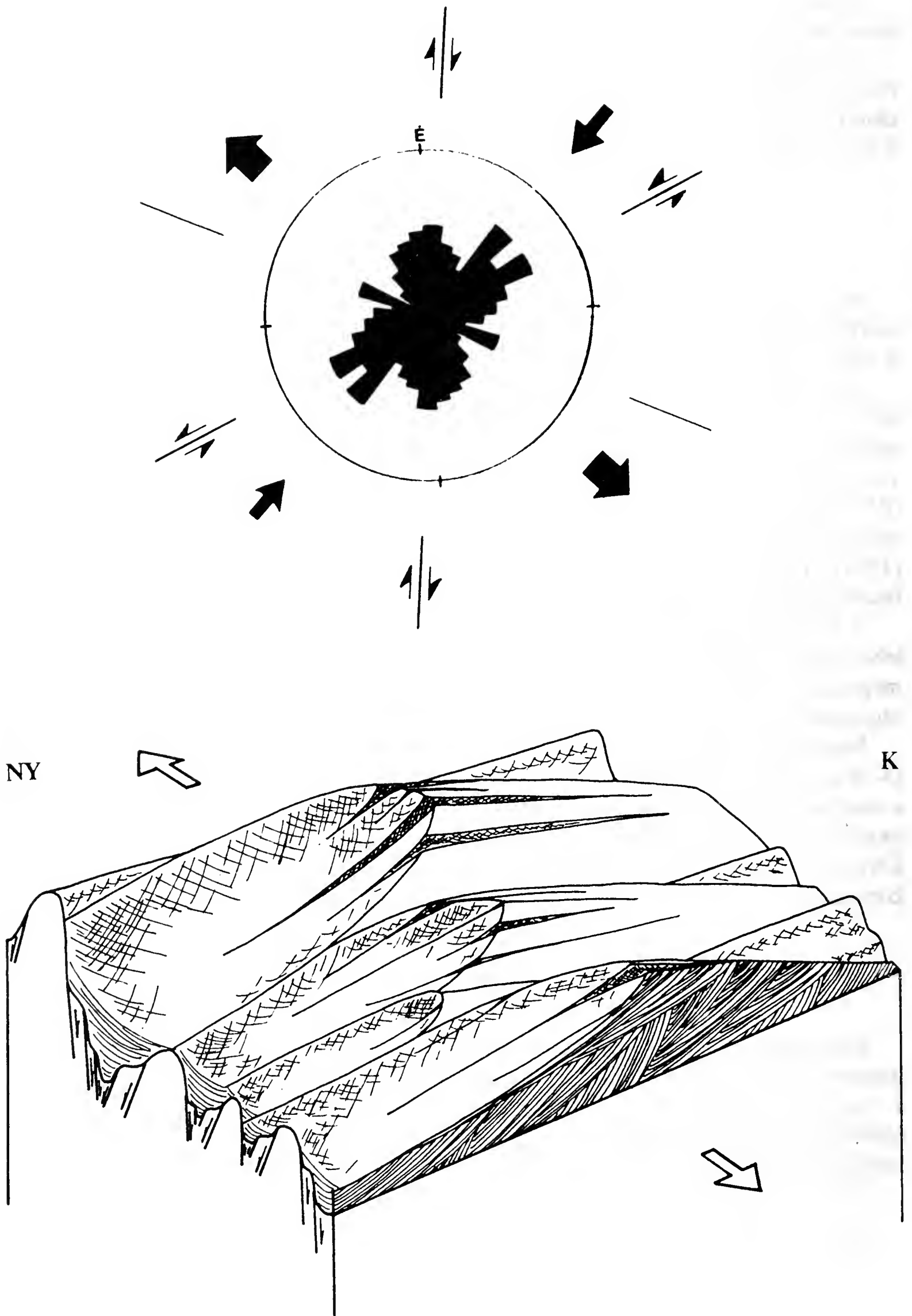
Az értelmezéshez vegyük elő újra az előzőekben leírt kulisszás szerkezetet (XXIV/1. tábla). Ha ezt összevetjük RAMSAY és HUBER (1987) ábrájával (XXIV/2. tábla), akkor annak alapján az É-D-i irányhoz jobbos oldalelmozdulás kapcsolható. Ha ezt figyelembe vesszük, a 65 - 245° -ös csapásirány balos oldalelmozdulást jelent, a 45 - 225° -ös irány (ÉK-DNy) pedig a fő kompressziós irányt (normálvetős komponens) jelöli ki. A fő tenzió tehát kb. 135 - 315° irányú, azaz ÉNy-DK-i. Ez egybevág a CSONTOS et al. (1991), FODOR et al. (1990) és MÁRTON & FODOR (sajtó alatt) által a szarmata feszültségtérről leírtakkal.

A 115 - 295° -os irány értelmezése már jóval nehezebb feladat. Az egyik megoldás az lehet, hogy az imént leírt feszültségtérben ez jelenti a feltolódások irányát. A másik megoldás – és ez a valószínűbb –, hogy a már a mezozoikumban, eocénben és oligocénben is létező hasonló irányú tektonikai vonalak a szarmata folyamán fölújultak.

Szedimentológiai vizsgálatok arra utalnak, hogy ugyanekkor DNy felé nagy méretű (3-18 m magas) dűnék vándoroltak a plató Ny-i szélén (PALOTÁS, 1991). Kérdés, hogy a szarmata szinszediment tektonika befolyásolta-e az üledékképződést? Az előzőekben vázolt tektonikai és szedimentológiai irányok egybeesése miatt igen valószínű, hogy az ÉNy-DK-i irányú tenzió által preformált enyhe ÉK-DNy-i tengelyű vályúk közrejátszhattak a DNy-i üledékszállítási irány meghatározásában (57/b. ábra).

Összefoglalás

Elmondható tehát, hogy a Tétényi-fennsíkot a szarmata folyamán ÉNy-DK fő tenziós iránnyal jellemezhető húzásos jellegű tektonika érte. A tektonikus hatások következtében a területen ÉK-DNy-i normál vetők, É-D-i jobbos és KÉK-NyDNy-i balos oldalelmozdulások működtek, valamint NyÉNy-KDK-i irányú felújult törések is létrejöttek.



3. A tektonikai és szedimentológiai vizsgálatok összegzése

FODOR László, MAGYARI Árpád és FOGARASI Attila

3.1. A Budai-hegység szerkezetének elemzése

E fejezetben a részletes térképezés, szelvényezés során nyert adatokat és a kőfejtőkben végzett mikrotektonikai méréseket összegezzük. Ezen új adatok lehetővé tették WEIN (1972, 1977a) térképének kritikai elemzését. Az elemzés végeredményét új szerkezeti térképsorozat mutatja be. A térképek külön ábrázolják az egyes fázisok szerkezeti elemeit és a meghatározott feszültségtengelyeket. Az elfedett vetőkkel befolyásolt ősléjtők követése, a szinszediment kibillenések és a földrengések által kiváltott áthalmozások jelenléte lehetővé tette a késő-eocén és az oligocén–kora-miocén szerkezetek elválasztását is.

Kréta(?) szerkezetalakulás

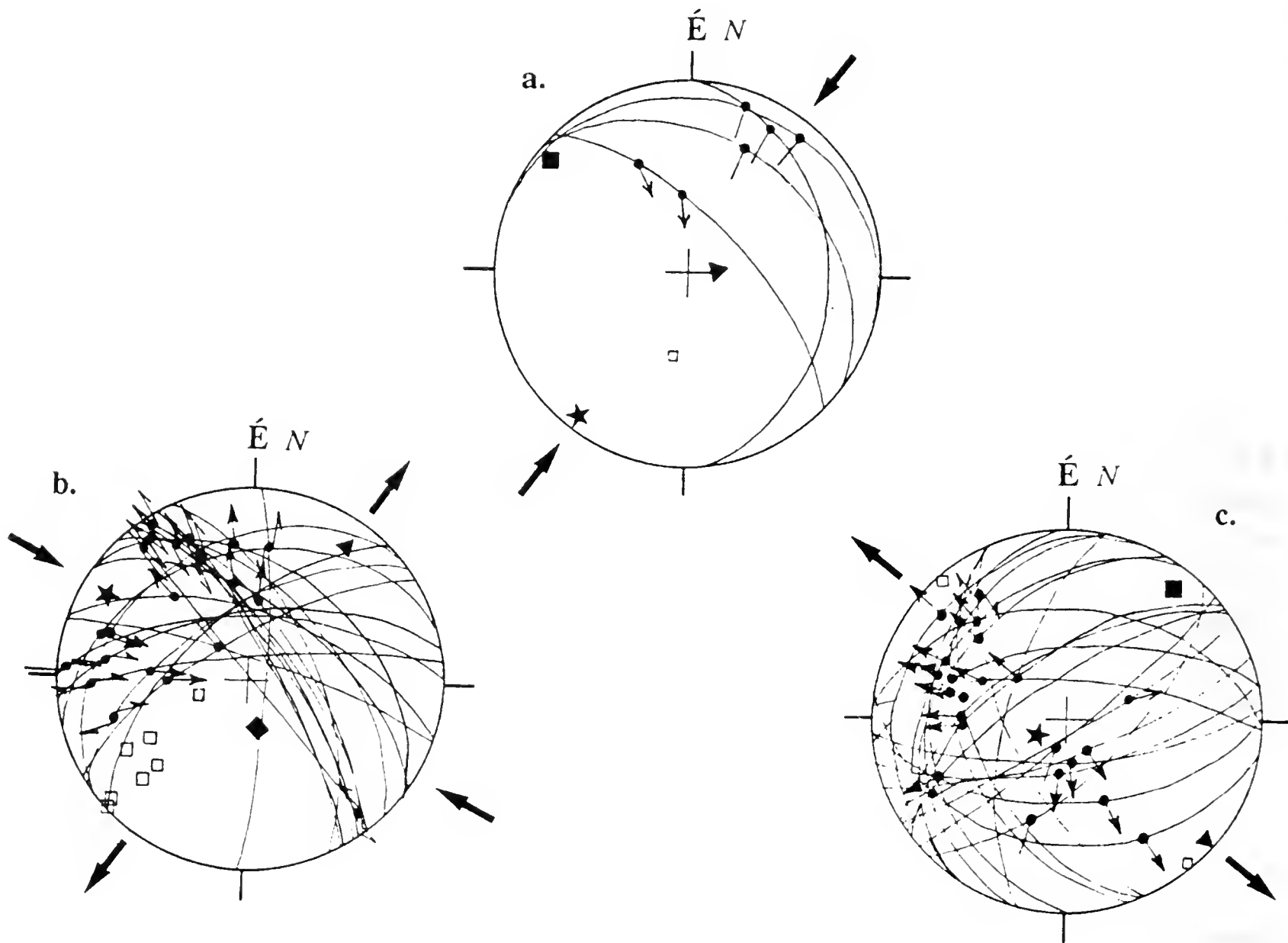
A szerkezeti vizsgálatokkal három feszültségtér jelenlétét lehetett bizonyítani és gyanítható egy negyedik hatása is.

WEIN helyesen ismerte fel a mezozoós összletet érintő, DK-ÉNy-i tengellyel jellemzett szinklinálisok, antiklinálisok jelenlétét és a tengelyekkel párhuzamos feltolódásokat (59a ábra). Sajnos, az általa említett mezoméretű szerkezetek szép példái jórészt eltűntek. Munkánk során néhány helyen olyan mikro- és mezoméretű szerkezetekre bukkantunk, amelyek e fázisban keletkeztek. Ezek főleg lapos feltolódások, „flat and ramp” geometriával jellemzett duplexek (példaként említhetők a Tündér-szikla szerkezetei).

Meg kell jegyeznünk, hogy intenzív breccsásodás, kataklázosodás kötődhetett e fázishoz, főleg a rideg dolomitban. Ez lehet az oka a mezoméretű redők általános hiányának, az ördögormi kivétel (WEIN, 1977a) csak e szabályt erősíti. Az Odvas-hegyen sikerült megfigyelnünk egy olyan jelenséget, amely lehetséges magyarázatul szolgálhat. Egy dolomitpad alsó réteglapja kb. 5 m hullámhosszú szinklinálist formál, a felső réteglap szinte egyenes marad. A magban erős breccsásodás lép fel. A hajlítási deformáció helyett tehát a breccsásodás kompenzálta a térrövidülést. Kissé erősebb „gyűrődésnél” valószínűleg még az alsó lap hajlását sem látnánk, csak breccsásodást.

57. ábra. a. A Tétényi-fennsíkon mért szinszediment tenziós hasadékok csapásadataiból szerkesztett területtartó rózsadiagram. b. Elvi rajz az extenziós jellegű tektonika által létrehozott vályúknak az üledékszállítási irányra gyakorolt hatásáról.

Fig. 57. a. Strikes and interpretation of Sarmatian synsedimentary faults. b. Troughs formed by the extensional tectonical activity influence the movement of dunes.



58. ábra. A szerkezetfejlődés tükröződése a mikrotektonikai adatokban. a. ÉK-DNy-i kompresszió, triász mészkő, Ferenc-halom; b. NyÉNy-KDK-i kompresszió és merőleges extenzió Fazekas-hegy, triász mészkő; c. KDK-NyÉNy-i extenzió; Nagy-Hárshegy, triász és eocén mészkő.

Fig. 58. Microtectonical measurements reflect the tectonic evolution of the investigated area: a. NE-SW compression; Triassic limestone, Ferenc-halom, b. WNW-ESE compression and perpendicular extension Triassic limestone of Fazekas Hill, c. ESE-WNW extension, Triassic and Eocene limestone of Nagy-Hárshegy.

A szerkezeti elemek geometriája (redőtengely irány) egy ÉK-DNy-i kompressziós feszültségteret valószínűsít. A feszültségtengelyek pontos iránya nem határozható meg, mivel kevés karcos vetőlap sorolható ezen deformációhoz. A kis számú adat (Remete-hegy, Fazekas-hegy, Ferenc-halom) nagyjából ÉK-DNy-i kompressziót mutat (58a ábra).

Sem a deformációhoz tartozó szerkezeti elemeket (pl. szinklinálisokat), sem a jellemző feszültségteret hatását ugyanis nem lehetett terciér képződményeken kimutatni. E szerkezetalakulás kora valószínűleg középső-késő-kréta (WEIN, 1977b), minden bizonnyal a Középhegység szinklinális szerkezetének kialakulásával egyidős.

A Ferenc-halom kőfejtőjében barnászörös (későbbi) kalciterek jelennek meg az említett lapos vetők (feltolódások) mentén. E kalcit törmelékét megtaláltuk a fedő eocén mészkőben, így az valószínűleg poszt-tektonikus a feltolódásokhoz és a kissé későbbi kalcitokhoz képest. E lapos síkok ÉNy-DK-i extenzió hatására normál vetőként felújultak, maga a vörös kalcit is deformálódott (vetőkarcok). Mivel néhány normálvető az eocént

is érinti, e deformáció kora oligocén–kora-miocén. Ez a felújulás tehát egy újabb, független bizonyíték a feltolódások pre-oligocén (kréta) korát illetően.

Paleogén–kora-miocén fázis

A feszültségtér általános jellemzése

A triász és paleogén képződményeket egyaránt érintette egy eltolódásos feszültségtér. Maximális vízszintes főfeszültségtengely NyÉNy-KDK és ÉNy-DK között változik. Megkülönböztethetők kompressziós-eltolódásos és extenziós események. Előbbinél σ_1 vízszintes, utóbbinál σ_2 és σ_3 horizontális, ekkor tiszta tenzióról beszélünk (57b, 59b–c ábra). Mivel a maximális vízszintes főfeszültségtengely (σ_1 és σ_2) mindkét esetben azonos irányú, valószínűleg ugyanazon folyamat két epizódjáról van szó. Az eltérő deformáció a feszültségtengelyek permutációjának eredménye (σ_1 és σ_2 megcserélődése). Ez a folyamat gyakran végbemegy a feszültség nagyságának pulzációja során (ANGELIER és BERGERAT, 1983).

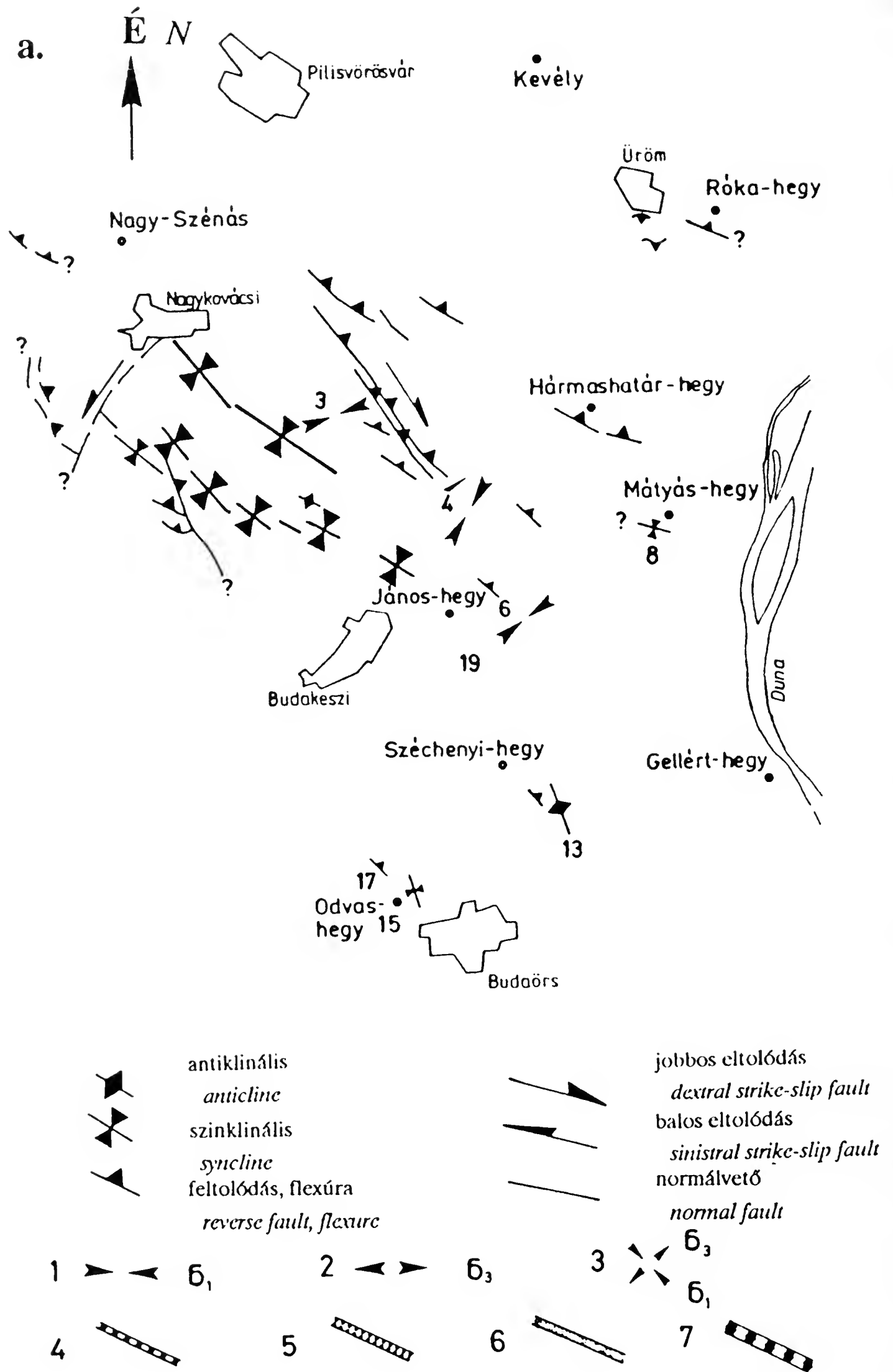
Redők, feltolódások

A kompressziós-eltolódásos feszültségállapotot ÉK-DNy-i csapású feltolódások, redők és főleg eltolódáspárok jellemzik. Elsőként említhetjük a Hármashatárhegy–Kecske-hegy feltolódásait, amelyeket nagyjelentőségű szerkezetekként tarthatunk számon (59b–c ábra). A redők és feltolódások egy része lokális jelenség. Gyakran az eltolódásokhoz kapcsolódó kulisszás szerkezetekként értelmezhetők, mint pl. az ürömi Lapos-bányában.

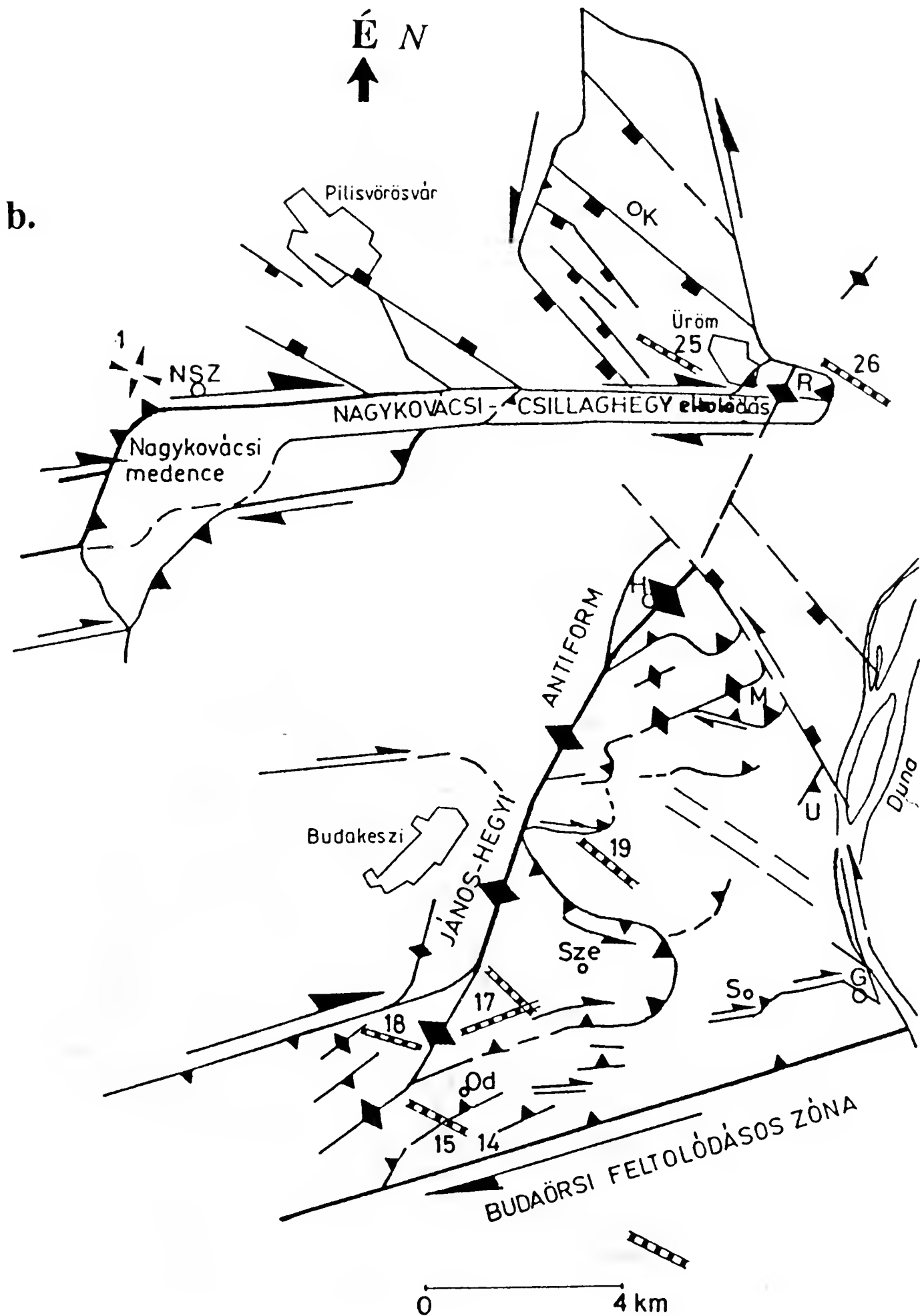
Korábbi tanulmányok elvéve említenek a paleogén képződményekben megfigyelt redőket. Az adatokat BALLA és DUDKO (1990) összesítette és értelmezte. Véleményünkkel ellentétben, szerintünk az összes redő nem keletkezhetett egy fázisban, hiszen tengelyeik helyenként merőlegesek egymásra! Valószínűbb, hogy az ÉÉK-DDNy és KÉK-NyDNy tengelyirányú redők a NyÉNy-KDK–ÉNy-DK-i kompresszió során jöttek létre. Ide sorolható a JASKÓ (1933) által kimutatott szinklinális, a FÖLDVÁRI (1933) által megfigyelt redő és feltolódás is.

Ezen értelmezés ellen nem lehet kifogás BALLA és DUDKO (1990) azon megfigyelése, miszerint a miocén elejéig nincs regionális diszkordancia a területen. A redők ugyanis nem általánosan elterjedt szerkezeti elemek, hanem lokálisak. Megjelenésükhöz nincs szükség nagy területre kiterjedő kibillenésre, erózióra. BÁLDI és társai (1983), KÁZMÉR (1985b), NAGYMAROSY (1987a) több olyan rétegsort említ, amelyekben lokálisan üledékhézag lép fel (szögdiszkordancia vagy parakonformitás), amely egybeeshet lokális(!) tektonikai eseményekkel. Másrészt éppen e dolgozat számos példát szolgáltat eocén korú szinszediment tektonikára, amely jelenségek szintén helyiek.

Egyes triász kőzetekben megfigyelt redőket is ebbe a fázisba soroltunk amennyiben tengelyük ÉK-DNy-i csapású. Ilyeneket említ PÁVAI-VAJNA (1934) és SCHAFARZIK (1921) a Gellérthegyről. Hasonló a helyzet a Mátyás-hegyi barlangban megfigyelt redőkkel (KRAUSZ, szóbeli közlés). E redők tengelye merőleges a paleogén–kora-miocén kompresszióra. Az átbuktatott, szoros redők fekvő szárnyára települ az eocén mészkő,

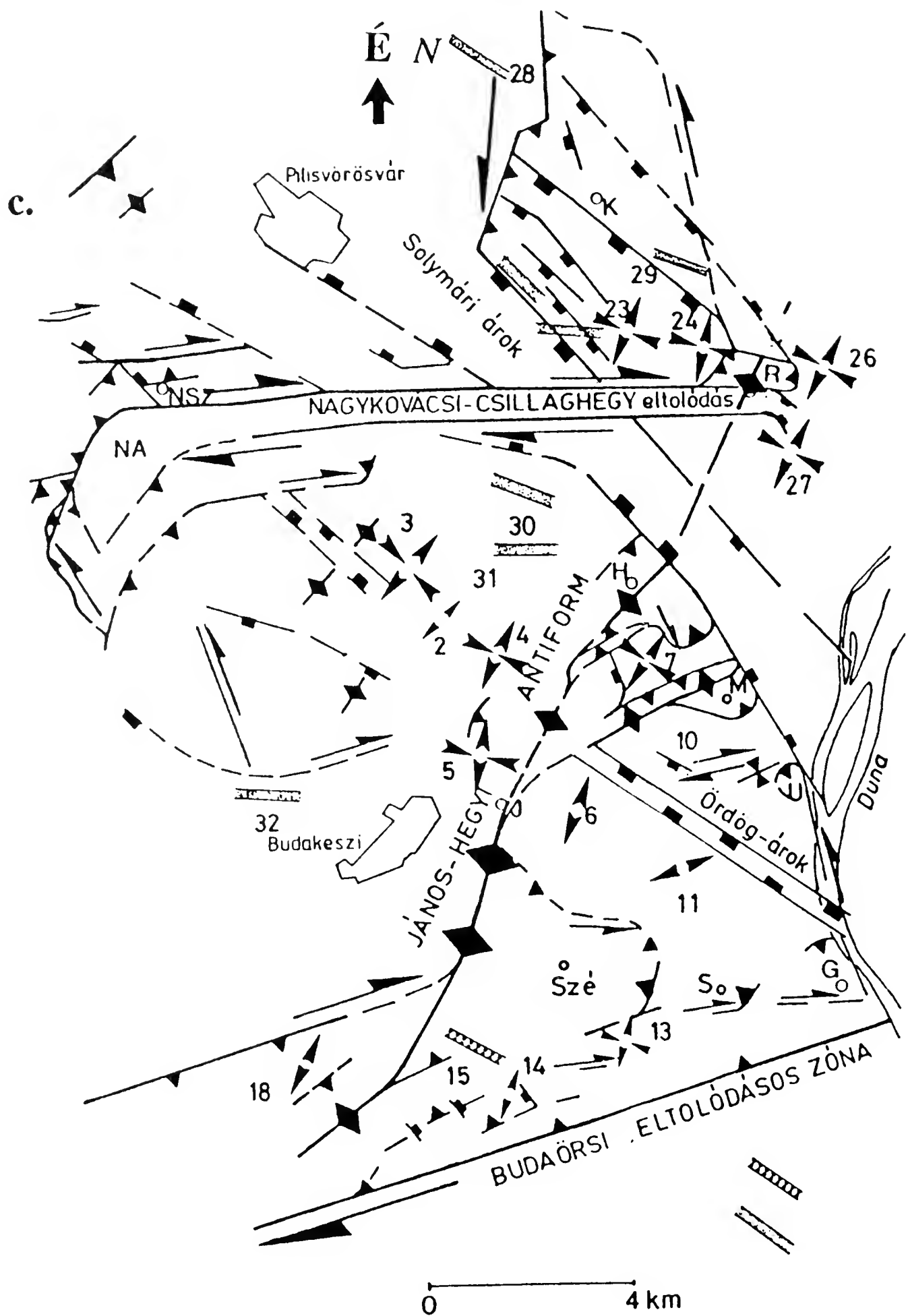


59a ábra. A különböző deformációk szerkezeti elemei. a. kréta(?). Jelmagyarázat a 215. oldalon.
 Fig. 59a. Structural elements of different deformations. a. Cretaceous (?). Legend: see p. 215.



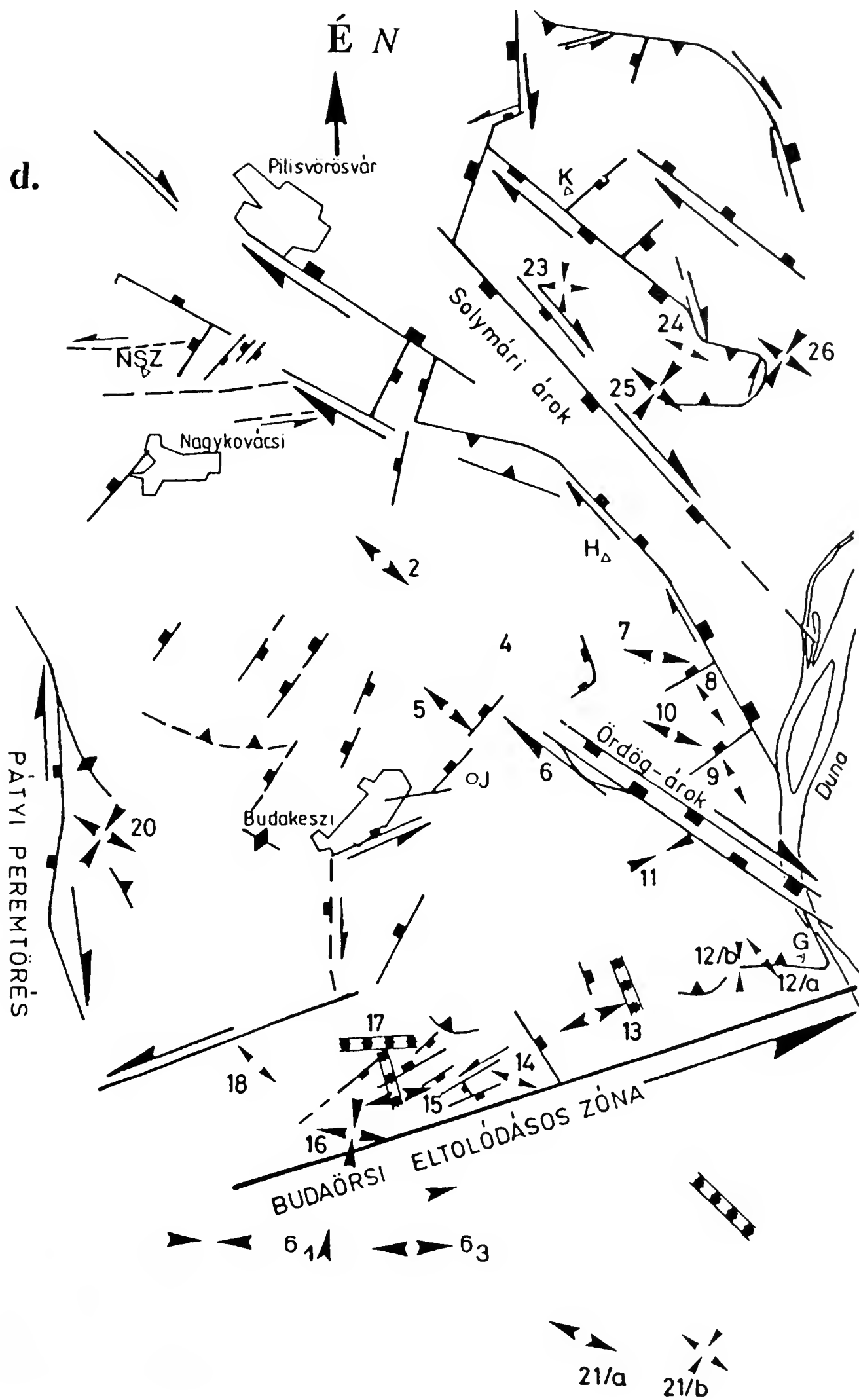
59. ábra. A különböző deformációk szerkezeti elemei. a. kréta(?), b. eocén, c. oligocén-korai-miocén, d. középső-bádeni-pliocén, e. negyedkori fázis. 1-2: a kompresszió (σ_1) és az extenzió (σ_3) iránya ANGELIER (1984) módszerével számolva; 3: a feszültség-tengelyek közelítő meghatározással (ANGELIER és MECHLER, 1977); 4: eocén telérek; 5: Hárshegyi Homokkő telér; 6: kalcidon telérek (BÁLDI és NAGYMAROSY, 1976); 7: pannon telér. A rövidítések a hegyek kezdőbetűit jelölik (vesd össze az (a) és (d) ábrával).

Fig. 59. Structural elements of different deformations. a. Cretaceous (?), b. Eocene, c. Oligocene–Early Miocene, d. Middle Badenian–Pliocene, e. Quaternary phase. 1–2: direction of compression (σ_1) and extension (σ_3) obtained using the method of ANGELIER (1984), 3: Stress axes obtained with the right dihedral method (ANGELIER and MECHLER, 1977), 4: Eocene dykes, 5: Hárshegy sandstone dykes, 6: Chalcedony veins (BÁLDI & NAGYMAROSY, 1976), 7: Pannonian dykes. Hills are indicated by their initials (see Fig. 1).



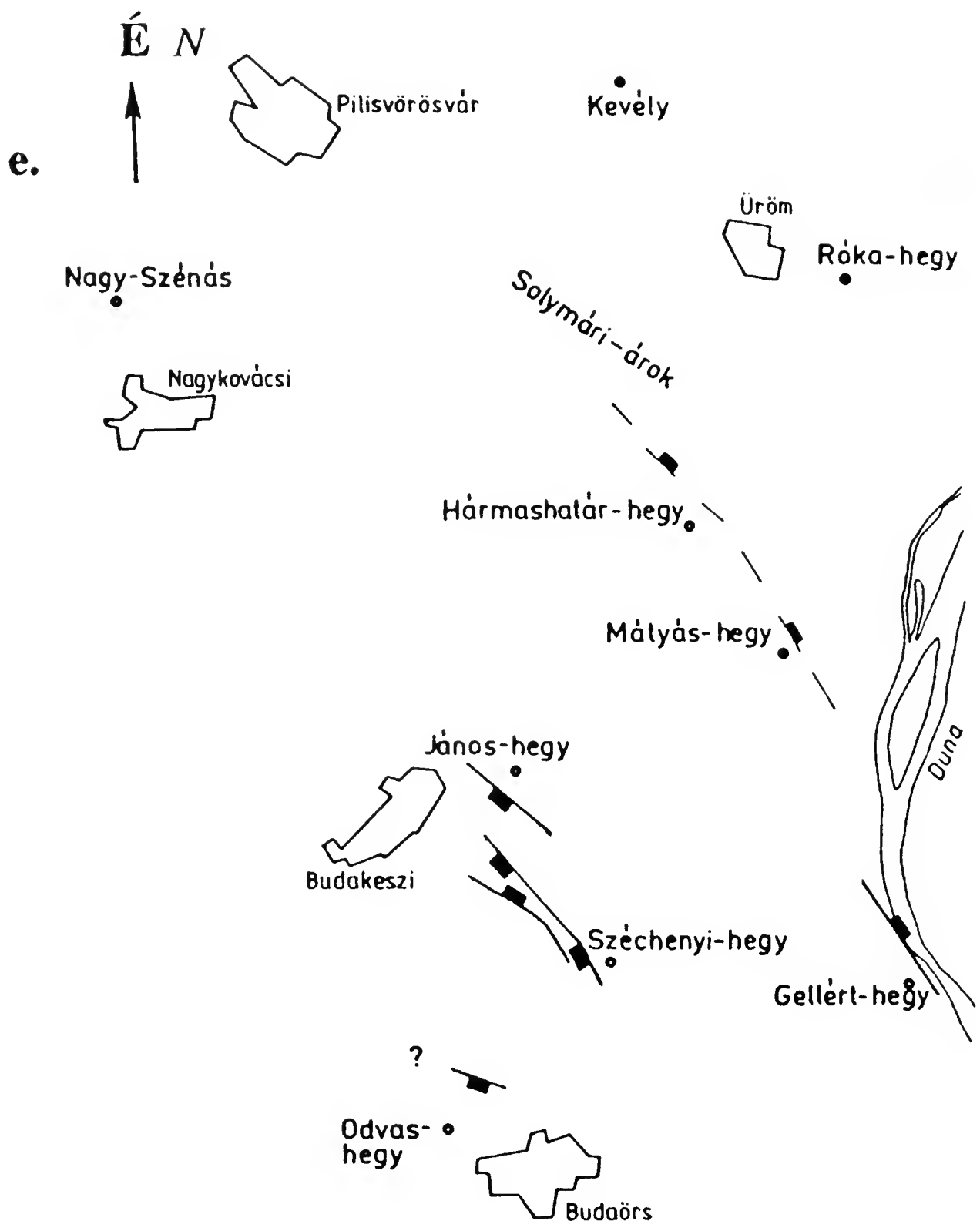
59c ábra. A különböző deformációk szerkezeti elemei. c. oligocén-kora-miocén. Jelmagyarázat a 215. oldalon.

Fig. 59c. Structural elements of different deformations. c. Oligocene–Early Miocene. Legend: see p. 215.



59d ábra. A különböző deformációk szerkezeti elemei. d. középső-bádeni-pliocén. Jelmagyarázat a 215. oldalon.

Fig. 59d. Structural elements of different deformations. d. Middle badenian-Pliocene. Legend: see p. 215.



59e ábra. A különböző deformációk szerkezeti elemei. e. negyedkor. Jelmagyarázat a 215. oldalon.

Fig. 59e. Structural elements of different deformations. e. Quaternary. Legend: see p. 215.

késő-eocénnel nagyjából megegyező feszültségtérben.

Problematikus a Mátyás-hegyi vető É-i oldalán, a triászban látható redő korának kérdése (44. ábra, LŐRENTHEY, 1907; WEIN, 1977a). A redőtengely párhuzamos az eocén vetővel. Elképzelhető, hogy a vető növekedése közben, elvonzolási redőként (drag fold) keletkezett. Fordított magyarázat is adható: a vető irányát a már meglévő (kréta?) redő előrejelezte, preformálta. Ekkor a redőt a kréta deformációhoz csak lokális, eltérő tengelyű elemként csatolhatnánk.

Kompressziós hátak, boltozatok

A Budai hegyekre jellemzők a mai morfológiában élesen jelentkező, KÉK-NyDNy-ÉÉK-DDNy-i csapású hosszanti hátak, gerincek, ill. lejtők. A kiemelkedések magjában általában triász képződményeket, oldalukon eocén vagy oligocén üledékeket találunk (1. ábra). Az eocén rétegek meredeken (30-40°), általában morfológiai lejtők dőlésirányában, a „maggal” ellentétesen dőlnek. (a dőlés gyakran meredekebb, mint a mai morfológiai lejtő dőlésszöge, így a lejtőmozgás okozta kibillenést szinte mindig ki lehetett zárni).

A paleogén kőzetek dőlésadai tehát kompressziós hátaikat, azaz antiformokat és szinformokat vagy monoklinálisokat jelölnek ki. A NyÉNy-KDK (ÉNy-DK)-i kompresszió iránya közel merőleges a morfológiai hátakra, lejtőkre. A feszültségtér alapján tehát kompressziós boltozatoknak (antiformoknak), monoklinálisoknak értelmezhetjük a gerinceket, lejtőket (59b-c ábra).

Mind a János-hegy, mind Budaörs környékén részletes vizsgálatokkal igazoltuk ezen kompressziós hátaikat (antiformok) jelenlétét (2.3., 2.4. fejezet). A legmagasabb kiemelkedés a budaörsi Csíki-hegyektől a Szekrényesen át a János-hegyig, majd az Ördög-árok túloldalán a Hármashatár-hegyig nyomozható. E vonulatot „János-hegyi antiformnak” neveztük el (FODOR és társai, 1991c). DNy-i elvégződése a Budaörsi kulisszás antiformok, monoklinálisokhoz (MAGYARI, 2.3. fejezet) csatlakozik. ÉK-i irányú folytatásába (a Solymári-árok túloldalán) éppen a Péter-hegy-Róka-hegy tömbje esik, bár kérdés, ez valóban szerkezeti folytatás-e.

A János-hegyi antiform DK-i előterében több rövidebb antiform, aszimmetrikus monoklinális lép fel. E szerkezetek magassága DK felé fokozatosan csökken. Az Ördög-ároktól É-ra a Látó-hegy, a Mátyás-hegy DK-i, az Újlaki-hegy ÉNy-i peremét értelmezhetjük monoklinálisoknak (2.6. fejezet). A D-i részen a Széchenyi-hegy DK-i pereme jelöl ki egy monoklinálisot. A D-i perem az Ördögormon keresztül kapcsolódik a Budaörsi nyírákos zónához amely a Sas-hegy mentén egészen a Gellért-hegyig folytatódik (59b-c ábra).

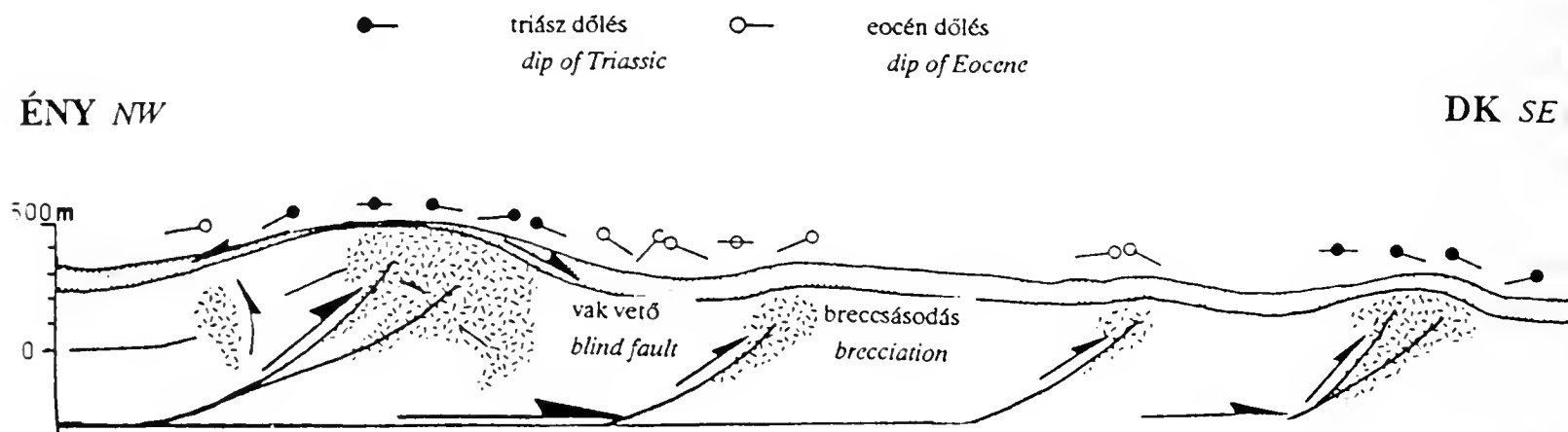
Meg kell említenünk, hogy a triász dőlésadatok nem mindig rajzolják ki olyan pontosan az antiformokat, mint a terciér mérések. A triász képződmények ugyanis már átestek egy kréta gyűrődési fázison. Így a triász dőlésadatok két gyűrődési fázis interferenciájaként álltak elő, ez a kép nyilván bonyolultabb egyszeri gyűrődés eredményénél.

Nagykovácsi felé, a Remete-szurdok környékén WEIN térképének dőlésadatai példát adnak az interferált redők dőléstérképéről (59b-c ábra, 1. ábra). Egy nagyobb ÉNy-DK-i tengelyű szinklinális magjában mezométerű, ÉK-DNy-i tengelyű redők azonosíthatók (WEIN kéziratós térképén (1972) még a redők tengelyei is szerepelnek!). Míg az első a kréta, utóbbi a paleogén során keletkezhetett. Az eset szerencsés, hiszen a Dachsteini Mész-kő dőlése jól mérhető, és a két redő mérete több nagyságrenddel eltér, így mindkettő azonosítható. A hegységben azonban általában ez nem tehető meg, mind az első, mind a második fázisú redő nehezen nyomozható.

Vak vetők

WEIN térképe és saját vizsgálataink egyaránt megerősítik, hogy a János-hegyi antiform magjában, az antiform tengelyével párhuzamosan feltolódások metszik az eocén rétegeket (42., 43. ábra). A Kecse-hegyen a triász az eocénre tolódott. A feltolódások összhangban vannak a késő-paleogén-kora-miocén kompresszió irányával, így ezen deformációban keletkeztek. Az eocén mészkő nyírásos deformációja alapján a feltolódás már az eocén során megindult.

A vetőzóna DNy-i, csapásmenti folytatásában, a János-hegyi szelvényben a felszínen már nem mutathatók ki feltolódások (34. ábra). Valószínű tehát, hogy ezek tovább folytatódnak ugyan, de az eocén képződményektől elfedetten. A feltolódás még a triáson belül elvégződik. A János-hegyi boltozat középső szakasza tehát valószínűleg egy vak vetőt takar, amely egy szakaszon a felszínig hatolt (60. ábra). A vak vetőhöz kapcsolódó boltozatot „vető-harapódzási, vető-növekedési antiklinálisnak” nevezhetjük („fault-propagation anticline”; SUPPE, 1983).



60. ábra. Szelvény a János-hegy–Martinovics-hegy vonalában, amely a jános-hegyi boltozatot és az alatta feltételezhető vak feltolódást mutatja.

Fig. 60. The cross section shows the János Hill anticline and the blind reverse faults under the János-Hill–Martinovics Hill range.

A János-hegyi boltozat analógiája alapján a többi rövidebb antiform és monoklinális is vak feltolódásokat rejthet. Példaként említhetjük a Látó-hegy, Mátyás-hegy DK-i peremét (45. ábra, 2.6. fejezet).

A tisztán feltolódásos szakaszokon a felszínen nem figyelhető meg e törések. Ezzel szemben, az oldalsó rámpák mentén több kőfejtő is feltárja a vékonyan fedett vetőket. A mátyás-hegyi, tündér-hegyi oldalsó rámpát a nummuliteszes vagy discocyclinás mészkő jórészt lefedi, noha a további mozgások áthalmozást, puha deformációt váltottak ki a mészkövekben is. Budaörs környékén, egy transzpressziós boltozat magjában találtunk feltolódásos-eltolódásos, vak vetőket.

A vak vetők vergenciája általában DK-i, a vetők magassága DK felé csökken. A feltolódások ezen együttesét „Budai-pikkelyzónának” nevezhetjük. Más területek analógiáját felhasználva, feltételezhetjük, hogy a feltolódások egy közel vízszintes lenyíródási felületbe simulnak bele (60. ábra). Ily módon a Budai-pikkelyzóna allochton helyzetű, habár annak mértéke további számításokat igényel. A lenyeséshez szükséges

csúszósík a felső-perm vagy az alsó-triász evaporitos, agyagos rétegsorában könnyen kialakulhatott.

Eltolódások

A jobbos eltolódások csapása NyDNY-KÉK és NyÉNY-KDK között, a balosoké ÉÉNY-DDK és É-D között változik. Ilyen mikrovetők a triázon kívül (pl. Remete-hegy, Fazekas-hegy) megtalálhatók minden szép völgyi eocén mészkőbányában és a pilisborosjenői Köves-bérc Hárshegyi Homokkő fejtőiben (59b–c, 58b ábra).

Mezo- és makroméretű eltolódásokra az előző fejezetek szolgáltattak példát. Sikeres jobbos eltolódásokat kimutatni Üröm–Csillaghegy térségében, elfedett eltolódásokat a János-hegy–Tündérszikla körül és egy elfedett jobbos-transzpressziós zónát Budaörs és a Gellérthegy között (59b ábra, 1. melléklet).

Szintén jobbos eltolódásként értelmezhetők a Nagykovácsi medencétől É-ra, a Nagy-Szénás környékének K-Ny-i csapású vetői, amelyek triász dolomitot és Hárshegyi Homokkővet hoznak tektonikus kapcsolatba (1. ábra).

BALLA és DUDKO (1989) a triász fáciesek elemzése alapján jobbos eltolódást feltételez a medence É-i peremvetője mentén. Méréseink és elemzésünk ezt egyértelműen alátámasztják. A medencétől Ny-ra, a peremvető folytatásában pl. a triász rétegsorban térképileg is kimutatható a jobbos elvetés, itt a vetők feltolódásokkal kombinálódnak (1. melléklet, 59b–c ábra). Valószínű, hogy a medencét D-ről is jobbos vető határolja. Ily módon a Nagykovácsi-medencét jobbos transzpressziós mélyedésként értelmezhetjük.

Az É-i és D-i peremvetők K felé nem BALLA és DUDKO (1989) által jelzett irányba, a Kevély és a Róka-hegy között folytatódnak, hanem a csillaghegyi-ürömi eltolódásokban. Javasoljuk ezért (a fenti szerzők elnevezését módosítva) a Nagykovácsi-Csillaghegy eltolódásos zóna nevet (59. ábra).

Több vetőnek balos jelleget is tulajdoníthatunk az esetleges normál komponens mellett. Ilyen lehet pl. a Nagy-Kevély–Oszoly tömb K-i és Ny-i peremvetője, a Hámashatárhegy-vonulat és a Gellérthegy K-i peremvetője.

Normálvetők

A tenziós feszültségállapotot NyÉNY-KDK és ÉÉNY-DDK-i csapású normálvetők jellemzik. A legfontosabb vetők az Ördög-árok és a Solymári-árok peremvetői. A Solymári-árok és a Kevélyek között több DNY felé dőlő normálvető ellentétes dőlésű blokkokat határol (59b–c ábra). A blokkok billentése a vetődés következménye, ún. „dominó-vetőkkel” állunk szemben (MANDL, 1987; WERNICKE és BURCHFIEL, 1982). A dőlésszög a triáztól az eocénon át az oligocénig csökken ($30\text{--}40^\circ$ — $20\text{--}10^\circ$). A billentés tehát több ütemben, a triász-eocén és az eocén-oligocén között zajlott le, részben szinszediment módon.

Üledékes telérek, húzásos hasadékok

Számos üledékes telér kapcsolódik a fentebb leírt deformációkhoz (XXIII/1. tábla). Kitöltésként az felső-eocén sorozat minden eleme megjelenik, bár általában finomabb szemcseátmérővel. Leggyakrabban mégis a homokkő-márga kitöltések, mészsizapkő

telért csak a Tündér-hegyen észleltünk. A befogadó kőzet leggyakrabban a triász aljzat, de eocén telér eocén kőzetben is található. Így előfordul pl. homokkő, márga a breccsában az Odvas-hegyen, Tündérhegyen, konglomerátum mészkőben (Ibolya u.). Az odvas-hegyi nagy breccsatelér közepén levő márga-telérecske többszöri felújulást jelez.

Az Odvas-hegyen Hárshegyi Homokkővel kitöltött hasadék is ismert, hasonlókat említ NÁDOR (1992) a Pilis területéről.

Mind az eocén, mind az oligocén telérkitöltések gyakran kovásak. Ezen kívül BÁLDI és NAGYMAROSY (1976) számos kovatelért (kalcedon) mértek a Hárshegyi Homokkőben. Mivel a Kiscelli Agyag sehol sem kovás, a kalcedon teléreket és a kovásodás korát kora-oligocénnek tartják.

Mindhárom telértípus uralkodóan NyÉNy-KDK-i, esetleg ÉNy-DK-i csapású (59b ábra, BÁLDI és NAGYMAROSY, 1976; MAGYARI, 1991a, FODOR és társai, 1992). Az eocén telérek között vannak K-Ny és É-D-i csapásúak is (pl. Csillaghegy) de ezek száma alárendelt.

Ezen üledékes teléreket húzásos hasadékként értelmezhetjük (RAMSAY és HUBER, 1987; MONTENAT és társai, 1987). Mint ilyenek, párhuzamosak a kompresszió irányával, merőlegesek az extenzióra. A telérek alapján kapott eltolódásos feszültségtér remekül egyezik a vetők elemzéséből nyert térrel, ezen szerkezeti elemek egy térben keletkeztek. A fő csapástól eltérő irányú telérek nyírásos eredetére a csillaghegyi területen láttunk példát, e telérek valóban párhuzamosak az eltolódásokkal.

Ismertek egyéb, ásványos hasadékkitöltések. Irányuk K-Ny és É-D között változhat, nagyon erős, NyÉNy-KDK–ÉNy-DK-i maximummal. Kitöltésük leggyakrabban fehér, sárga kalcit. A barittelérek egy része szintén ebben a fázisban keletkezhet (pl. József-hegyi barlang; FODOR és társai, 1991a). A folyadékzárvány-vizsgálatok a kora-bádeni utóvulkáni működéssel hozzák kapcsolatba e teléreket (GATTER és MOLNÁR, 1990).

A deformáció kora

A csillaghegyi karsztos üregeket preformáló törések, a Mátyáshegyi-barlang redői pre-késő-eocén, azaz kora(?)–középső eocén kort sejtetnek (XX/1. tábla).

A Nagykovácsi-Csillaghegyi eltolódás kora BALLA és társai (1987) szerint oligocén–kora-miocén. A zóna a Csillaghegyen a késő-eocénben már biztosan aktív volt. A Nagykovácsi-medence kitöltésében több olyan breccsa szint is található, amely aktív vetőmozgásra utalhat (SCHRÉTER és társai, 1958). Feltételezhető tehát, hogy a peremvető már a középső-eocénben mozgott. A Solymári-medence középső-eocén széntelepei a kora-oligocén közepe előtt meggyűrődtek, hiszen a jelentősen dőlő rétegekre szögdiszkordanciával települ a Hárshegyi Homokkő (ROZLOZSNIK, 1935). E redőződés transzpressziós elemként az eltolódáshoz kapcsolódhat.

A 2.3–7. fejezetek számos bizonyítékot szolgáltatnak szinszediment késő-eocén tektonikára nem csak a Nagykovácsi–Csillaghegy zóna mentén, hanem a hegység más területein is. Az üledékes és kovás telérek egyazon feszültségtérben, késő-eocén–kora-oligocén deformáció révén keletkeztek. A közetté vált felső-eocénben levő vetők pontosabban meg nem határozott oligocén–miocén(?) korra utalnak. Mivel egyes eltolódások Kiscelli Agyagot is érintenek (Csillaghegy), ezért koruk legalább egerien. A normálvetők esetében a kor még „fiatalítható”, ugyanis a Solymári-árokban és

Budakalász környékén az egerien Törökbálinti Homokkő is az említett törésekkel érintett. Az ásványos telérek (józsef-hegyi barit) még egy kora-bádeni tenziós eseményt is valószínűsítenek.

Minden jel arra mutat, hogy mindezen deformációk egy alig változó feszültségtérben, a középső-eocén és kora-miocén folyamán mentek végbe. Lehetséges, hogy a kora-miocén folyamán a feszültségtér jobban tenziós jellegű volt és inkább a normálvetők keletkezésének kedvezett.

Ezen deformációt WEIN (1977a) is említi „pireneusi fázisként”. Ő azonban egyrészt nem határozta le időben a deformációt, másrészt nem ismerte fel e deformációnak a hegység szerkezet alakulásában betöltött szerepét. Ugyanakkor PÁVAI-VAJNA (1934) és különösen HORUSITZKY (1943, 1961) helyesen sejtették meg, hogy ez a fázis gyűrődéses-rátolódásos jellegű és a szerkezetalakulás egyik fő ideje. HORUSITZKY „déli kipurézási övében” felismerhetjük a Budaörsi nyírásos zónát, hasonlóképpen „bújtatva” megtalálhatjuk a Budai-pikkelyzónát is. Mindenesetre, e szerzők kevés konkrét szelvényt közölnek elméletük alátámasztására, még ennél is kevesebb tektonikai mérést végeztek. Így elemzésünk az első, szerkezetföldtani, szedimentológiai adatokkal alátámasztott tanulmány, amely pontosan jellemzi e deformációt és jelentőségét, még akkor is, ha ennek elemei az említett szerzőknél már felbukkantak.

Középső miocén-pliocén

A harmadik feszültségtér jórészt extenziós jellegű. A minimális feszültségtengely (σ_3) legtöbbször vízszintes, iránya K-Ny és DK-ÉNy között változik. Helyenként eltolódásos feszültségállapotot is mérhettünk, ahol σ_1 és σ_3 vízszintes volt, utóbbi párhuzamos a „tisza extenzió” irányával.

E feszültségtérben normálvetők keletkeztek (58c ábra). Ezenfelül felújult minden olyan vető, amelynek csapása ÉÉNy-DDK és KÉK-NyDNy közötti (59d ábra). A felújuló mozgás mindenképpen normál jellegű volt, de ez gyakran eltolódásos komponenssel kombinálódott. Ilyen, ferde karcokkal jellemzett mikrovetők figyelhetők meg a Hárshegyen (59d ábra). A feszültségtengelyek iránya és a mikrovetők analógiája alapján jobbos-normál vető határolhatja a Hármashatár-hegyet a Solymári-árok felől, illetve a Gellérthegyet a Duna felől (59d ábra).

A normál- és ferdekarcú vetők mellett eltolódások és redők is kimutathatók. ÉÉNy-DDK-i É-D-i csapású jobbos vetők mikro- és makroméretben egyaránt észlelhettük. Utóbbiak közé tartoznak a Zsámbéki-medence Ny-i és K-i peremtörései. WEIN kimutatott egy redőt, amely valószínűleg a pátyi perem jobbos eltolódásához kapcsolódó lokális szerkezeti elem.

A Budaörsi nyírásos zóna balos jellegűvé változhatott. A gellérthegyi redők (BALLA és DUDKO, 1990; saját mérések) kulisszásan helyezkednek el a zónához képest, lokális transzpresszió révén jöttek létre.

Ezen zónában, a zónára merőleges vagy párhuzamos, pannon homokkő kitöltésű telérek található az Ördögormon, Odvas-hegyen, Szekrényes-hegyen. Odvas-hegyi, út-hegyi mérések a zónával párhuzamos extenziót jeleznek. Valószínű, hogy ezt az extenziót lokális feszültségtérként értelmezhetjük. Eltolódásos övek mentén fellépő helyi extenzió gyakori jelenség. Hasonló korú szerkezet említhető a Bécsi-medencéből (FODOR, 1991).

E szerkezeti mozgások minden képződményt érintenek a középső-miocén kőzetekig bezárólag. E deformáció biztosan tartott a késő-miocén–pliocén folyamán, a pannon korú üledékes telérek ezt egyértelműen megerősítik.

Az előző feszültségtértől való időbeli lehatárolást segítik a Tétényi-fennsíkon és a József-hegyi barlangban végzett mérések. A Tétényi-fennsík szinszediment telérei, vetői középső miocén (középső-bádeni–szarmata) kort bizonyítanak (2.8. fejezet, PALOTÁS, 1991; BERGERAT és társai, 1983). A József-hegyi barlangban két eltérő törésrendszerhez kapcsolódó különböző ásványtársulás azt jelzi, hogy az eltolódásos feszültségtér a korabádeni után váltott át az extenziós térbe (FODOR és társai, 1991a).

Összefoglalásként megállapíthatjuk, hogy a K-Ny--DK-ÉNy-i irányú tágulás a középső-miocénben, pontosabban a középső-bádeniben lépett fel és valószínűleg a negyedkor elejéig tartott.

Negyedkor

A kompressziós háta, monoklinálisok jelentős részét WEIN negyedkori „pszeudodiapír röggként” értelmezte. Az általa feltételezett „blokkos tektonika” bizonyítéka a peremeken megfigyelt vető vagy kibillenés lehetne. WEIN térképén biztosan pliocén-negyedkori vető ritka, csak a János-hegy–Szabadsághegy között láthatunk elvetett édesvízi mészkövet, pannon homokot (59e ábra). E vetők sem párhuzamosak a peremekkel. Kibillenést egy helyen a Kakukk-hegy–Odvas-hegy között észlelhetünk a pannon homokban. A negyedkori mészkő általában nyugodt településű. WEIN (1977a) említette billentés lehet lejtőmozgás következménye (ahogy arra pl. SCHEUER, 1984, utal).

E „rögök” tetején, eltérő topográfiai helyzetben gyakran pliocén–pleisztocén édesvízi mészkőszintek települnek (PÉCSI és társai, 1985). A sztratigráfiai adatok az eltérő magasságbeli szintek eltérő korára utalnak, nem ismert bizonyíték egyes, ma eltérő magasságban levő szintek azonos kora mellett. A több mészkőszint létrejöttéhez nem szükséges eltérően emelkedő, azaz vetőkkel határolt rögök „blokkos” tektonikáját feltételezni. A mai helyzetet egységes tömbként emelkedő területen ható erózió is kialakíthatta.

Összefoglalva megállapíthatjuk, hogy jelentős mértékű negyedkori tektonika nem mutatható ki a területen, bár ilyen fiatal mozgások bizonyára léteztek. WEIN térképének vetői ÉNy-DK-i csapásúak, ami ÉK-DNy-i tenziós térben a legvalószínűbb. Ez a tér jól egyezne a Dunántúl recens feszültségterével (GERNER, 1992), bár az egyértelmű bizonyításhoz további adatok keresendők.

3.2. A késő-eocén és kora-oligocén tektonika és szedimentológia kapcsolata

A késő-eocén szerkezeti deformációk alapvetően meghatározták az üledékképződést, az ősmorfológiai, ősföldrajzi helyzetképet.

Nézzük először az üledékképződés általános jellemvonásait. A felső-eocén rétegsornak négy fő kőzetfácies-asszociációja van: konglobreccsa-homokkő-mészkő-mészmárga-márga. Megfigyeléseink szerint a rétegsor több tagja is kimaradhat. Vizsgálati eredményeink megegyeznek BÁLDI (1983), BÁLDI és BÁLDI-BEKE (1985) azon megállapításával, miszerint a Budai-hegység felső-eocén rétegsora fokozatosan növekvő

vízmélység mellett rakódott le. Az általános süllyedés ellenére, a mély vízzel való borítottság nem egyszerre következett be. Ennélfogva az összlet egyik tagja sem izokron üledéktest, mind a négy fő tag heteropikus fáciesnek felel meg. Legszebb példája talán a Martinovics-hegyi szelvény, ahol mind a négy alaptag egymásba fogazódása megtalálható, konglomerátum települ pl. a Budai Márgába.

Az üledékek legáltalánosabb jellemvonása az áthalmazottság. Ezen folyamat a gravitációs tömegmozgás különféle mechanizmusaival ment végbe. A konglomerátum-breccsa-homokkő összletben találhatunk kőomlással keletkezett testeket is (Zugliget, Odvas-hegy). E gyors, „katasztrofális” tömegmozgásokat valószínűleg földrengések váltották ki.

A rétegsor alján a nagy sűrűségű törmelékfolyás, szemcsefolyás jellemző (debris-flow, grain flow). Erre utal a rétegzetlen szerkezet, a ritka normál vagy inverz gradáció. A törmelékfolyás során az üledékek keveredhettek is. A lágy, de már kohézív mészszip és homok keveredésekor szabálytalan körvonalú, éles határ nélküli lencsék, foszlányok jöttek létre (Csillaghegy, Gellérthegy, FODOR és KÁZMÉR, 1989).

A homokkő, konglomerátum flexúrák mentén való meghajlása és a mészkövek budinázs-szerű szétszakadása szintén diagenezis előtti, nagy sűrűségű állapotban ment végbe.

A mészmárgában, Budai Márgában gyakoriak az „allodapikus mészkőrétegek” (BODA és MONOSTORI, 1972; VARGA, 1985; NAGYMAROSY, 1987b). A rétegek anyaga jórészt sekélytengeri eredetű bioklaszt (foraminifera, molluszka, tüskésbőrű). A Mátyás-hegyen nagyobb (10 cm-es) mészkőklasztok is megjelennek. A rétegsorok alja eróziós is lehet. Helyenként rétegsorok eredetű talpnyomok is előfordulnak (Pusztaszeri út). A betelepülések sokszor normál gradáltak. Ritkán laposzórgű keresztlamináltságot észlelhetünk (Szépvölgyi út, Pusztaszeri út). A rétegek gyakran folyamatosan mennek át a fedő márgába. A Bouma-ciklus mindegyik tagja fellelhető tehát a feltárásokban. E betelepülések turbiditeknek tekinthetők, zagyarak révén keletkeztek.

A rétegsorban felfelé tehát az egyre kisebb sűrűségű, egyre nagyobb víztartalmú tömegmozgási mechanizmusok jellemzőek. Ez összefügg a szállítási távolsággal. A peremi helyzetű törmelékes üledékek kevésbé szállítódtak. A hosszabb szállítás lehetőséget nyújtott nagyobb mennyiségű víz felvételére, így jöttek létre a turbiditpadok. Ezek főleg a medence belsőbb részeiben ülepedtek le.

Másik gyakori deformáció az üledékcsuszamlásos redő (slump fold). A mészköveket kivéve, a rétegsor mindegyik tagjánál megtalálható (Odvas-hegy, Pusztaszeri út, Gellérthegy, Csillaghegy).

Bár az áthalmazások rétegsorok hatására is létrejöhetnek, uralkodó voltak azonban nagyfokú szeizmikus instabilitást, komoly tektonikus mozgásokat tanúsít. Egyes üledéktestek közvetlenül is paleo-földrengések (vetődések, billenések) hatására keletkeztek.

Késő-eocén paleomorfológia, őслеjtők

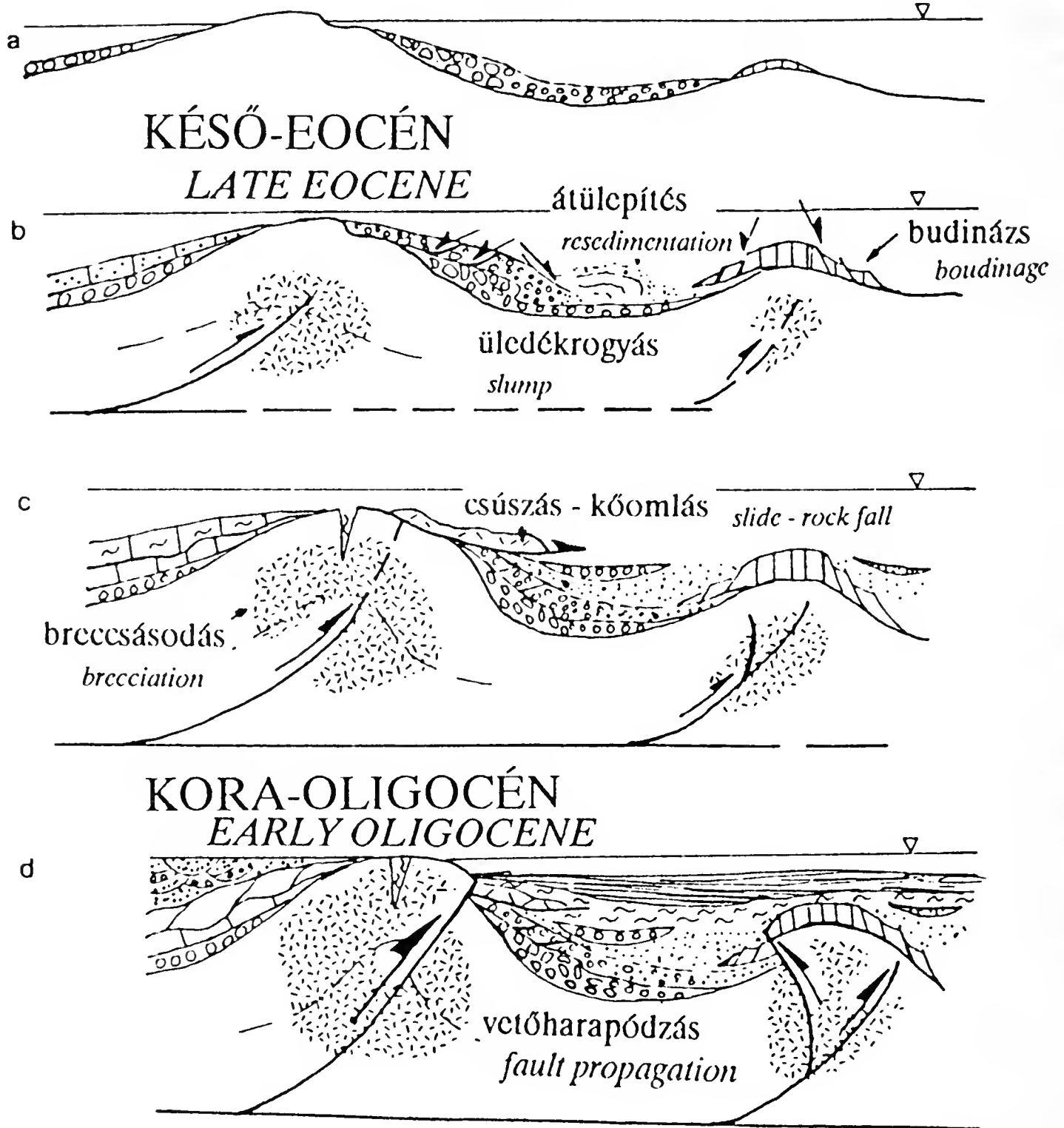
Az üledékképződés szerkezeti meghatározottsága mindenekelőtt az egykori morfológiában jelentkezik. A késő-eocén során egy meglehetősen tagolt domborzattal számolhatunk. A paleo-morfológiát különböző szintbeli keskeny platók, 50–150 m magas, meredek lejtők és egy mélyebb „medencesíkság” jellemezték. E lejtőket minden,

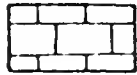
ÉNY NW

DK SE

BUDAI VONAL

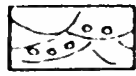
↓ ↓ ↓ BUDA LINE

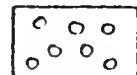


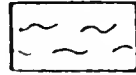
 Szépvölgyi Mész-kő
Szépvölgy Limestone

 Tardi Agyag
Tard Clay

 homokkő
sandstone

 Hárshegyi Homokkő
Hárshegy Sandstone

 konglomerátum
conglomerate

 Budai Márga
Buda Marl

részletesen tanulmányozott területen kimutattuk. Példaként a csillaghegyi, odvas-hegyi és a vetőkkel jól láthatóan preformált tündér-sziklai, mátyás-hegyi lejtőket állíthatjuk (34., 45., 55. ábra).

A lejtők szerkezetileg preformáltak, illetve a legtöbb szerkezeti elem egy kisebb paleo-lejtőnek felel meg. A lejtőket létrehozó és deformáló szerkezeti elemek boltozatok szárnyaként és flexúraként jelölhetők. Ezen szerkezetek nagyrészt eltemetett vetők felett alakultak ki. A szerkezeti elemzésben leírtuk ezen eltemetett feltolódásokat és jobbos eltolódásokat (61. ábra).

A „platók” a boltozatok csuklózójának vagy két távoli flexúra közötti területnek felelnek meg. A platókról az amúgy sem vastag üledéksor gyakran lepusztult. A boltozatok szárnyai, a flexúrák felett alakultak ki az őslejtők. A mai felszíni feltárások leginkább az őslejtőkön leülepedett rétegsort tárják fel. A mélyebb medencesíkság a felszínen alig, inkább fúrásokban nyomozható (Pesti-síkság, „metrós fúrások”: BÁLDI és társai, 1976b). A János-hegytől DK-re eső egész területet egy bonyolult geometriájú, jól tagolt, nagyobb őslejtőnek tekinthetjük. E nagy lejtőnek előzetesen a „Budai-lejtő” nevet adjuk (bár a félreértések elkerülése miatt más név talán szerencsésebb lenne).

Szinszediment és puhaüledékes deformációk

Az üledékekben számos, közvetett vagy közvetlen jel mutatja a paleomorfológia folyamatos változását, deformációját. A tektonikai mozgásokkal kapcsolatos szeizmikus instabilitás egyik közvetett jelzője a rétegsorok ismertetett áthalmozott jellege.

Számos más bélyeg közvetlenebbül utal a késő-eocén üledékképződéssel egyidejű deformációra. Egyik ezek közül a rétegdőlés és annak a rétegsorban felfelé való csökkenése. Az Út-hegyen BÁLDI és társai (1983) mutatták ki, hogy a 45°-ban dőlő eocén mészkőre 20°-os dőlésű bryozoás márga települ. Egy odvas-hegyi konglobreccsa törmelékkúp rétegdőlése alulról felfelé fokozatosan csökken (13. ábra., MAGYARI, 1991b). A Tündér-sziklánál a konglomerátum-breccsa-homokkő és mészkő között dőlésszög-különbség áll fenn. Itt a mészkőtesten belül is megfigyelhetünk felfelé fokozatosan csökkenő döléseket.

Ezen dőlésváltozások a rétegek fokozatos vagy epizódszerű tektonikus billentésével magyarázhatók. Példáink őslejtőkön találhatóak, így a kibillenések a lejtők meredekebbé válásával hozhatók kapcsolatba. Ezt a boltozatok, flexúrák vertikális növekedése, a lejtők alatt levő vetők előrehaladása (felfelé való harapódzása) váltja ki. Az üledékképződés a megnövekedett topográfiai különbséget próbálja kompenzálni.

A billentés üledékösszleten belüli jellege a boltozatok, flexúrák, így az elrejtett vetők késő-eocén deformációját bizonyítja. Az egész hegység területére elvégzett elemzés azt mutatja, hogy a dőlésszögek az eocénben lényegesen jelentősebbek, mint a különböző alsó-oligocén formációkban. Úgy tűnik, hogy a lejtők kevésbé voltak meredek a kora-oligocénben és szinszediment deformációjuk sem látszik olyan nagyságrendűnek, mint a késő-eocén során.

61. ábra. A Budai lejtő fejlődése elvi szelvényben (FODOR és társai, 1992 után).

Fig. 61. Hypothetical sections of the tectono-sedimentary evolution of the Buda palaeoslope (after FODOR et al., 1992).

A billentések következtében ék alakú, a medence felé vastagodó üledéktestek jöttek létre. Egyes rétegek a lejtőkön vagy a plató-peremeken kiékelődnek (lásd pl. Csillaghegyi kőfejtő, 49. ábra). Ez magyarázza a platók vékony, a medencék vastag rétegsorát.

Szinszediment szerkezeti elemnek tekinthetők az üledékes telérek. Megjelenésük gyakran a boltozatok tetejéhez kötődik.

Legfontosabb tektono-szediment szerkezetek az őslejtőket kijelölő szinszediment vetők, elvonszolódások, flexúrák. A Mátyáshegyi, Tündér-sziklai kőfejtők olyan töréseket tárnak fel, amelyeket jelentős diszlokáció kísér. A szinszediment vetőket azonban gyakran csak elvonszolódások, flexúrák jelzik. (Tündér-szikla, Csillaghegy). A meredek helyzetbe vonszolt réteglapok a későbbiekben gyakran szolgálnak gravitációs tömegmozgások, üledékcsuszamlások csúszólapjaként. Az áthalmozáshoz, üledékcsuszamláshoz és a puha üledék elvonszolásához kisméretű zárt vetők is csatlakoznak (Csillaghegy).

A paleomorfológia és az ősföldrajz fejlődése a késő-eocén és kora-oligocén során

A mátyás-hegyi, tündér-hegyi analógiák alapján valószínű, hogy a késő-eocén boltozatok, flexúrák alatti vetők egy része kialakulásuk első szakaszában esetleg kiérhetett az egykori felszínre (tengerfenékre). Ekkor a vetők törmelékkúpok, törmelékkötények kialakulását közvetlenül is befolyásolhatták, a kúpok egységeit deformálhatták (billenthették) a következő tag leülepedése előtt. A vetők mozgása sziklaomlásokat válthatott ki (61a ábra).

A meszes szedimentáció kezdetétől fogva azonban a legtöbb vető eltemetett állapotba került. Későbbi aktivitásukat a mésziszap deformációja (budinázs), zagyákkal való áthalmozása, elvonszolódása vagy kibillentése jelzi (61b ábra). Egyes vetők működése még a Budai Márga képződése idején is folytatódott, a medence belsejébe eljutott mésziszap-zagyárok, kavics-szemcsefolyások tanúsága szerint (61c ábra).

A jórészt vak vetők felfelé harapódzása váltotta ki a boltozatok növekedését. A boltozat magasságától, vető mozgásának gyorsaságától, az általános süllyedés sebességétől és esetleges globális tengerszintváltozástól függően, a boltozatok csuklózónája hol tengeralatti, hol szárazföldi.

A legmagasabb, János-hegyi boltozat emelkedése lehetett a leggyorsabb, így az többé-kevésbé lépést tudott tartani az általános süllyedéssel (tengerszint-emelkedéssel?). Tetőzónája jó ideig szárazulat vagy abráziós tengerpart lehetett, már nem mindenhol maradt meg a felső-eocén breccsa-konglomerátum (61a ábra, pl. Hármashatár-hegy, Széchenyi-hegy). Valószínűleg éppen e területek lehettek a boltozat szárnyain levő őslejtők durvatörmelék-forrásai (lásd pl. a Martinovics-hegyi rétegsor ismétlődő betelepüléseit). A csuklózónát időnként sekély tenger borította el, amelyben a mésziszap közvetlenül a triász aljzatra ülepedett. Törmelékforrás hiányában e mészkövek tiszták, nem tartalmaznak extraklasztot. A tiszta víz kedvezett zátonyok lokális kialakulásának is (Fenyőgyöngye). Szélesebb csuklózóna, ill. plató esetén a mészkövek nem mutatnak áthalmozódási jegyeket (62. ábra).

Az alacsonyabb szerkezeteken a tengerparti törmelékes üledékképződést meglehetősen gyorsan sekélytengeri karbonátos szedimentáció váltotta fel (61a–b ábra).

A boltozatok, flexúrák további magasodását hurkaszerű megnyúlás, a rétegek lejtőmenti lassú lekúszása és mésziszap-turbiditek kompenzálják. A törmelékkel való tengeralatti elborítottság mértékének függvényében a „karbonátos sorozat” valójában áthalmozott képződményekből állhat (Martinovics-hegy).

A vízzel való elborítás a Budai Márga szedimentációjának vége felé teljes lehetett (61c ábra). Úgy tűnik, a Budai Márga túlterjedt a János-hegyi boltozat csuklózónáján is (63a ábra). A János-hegy Ny-i lejtőjén levő üledék azonban mglehetősen homokos, nem tisztán batiális képződmény. A mélyvízi, sekélybatiális „típusos” Budai Márga medence csak a boltozat K-i oldalán ismert. Hozzátehetjük, hogy a turbidites mészpadok száma a pesti fúrások felé csökkenni látszik, vagyis ez irányban a medence belseje, a „medencesíkság” felé közelítünk.

A Budai Márga fokozatos agyagosodása azt jelezheti, hogy a morfológia a kora-oligocénre viszonylag kiegyenlítetté vált. A Tardi Agzag leülepedése ezen a felszínen ment végbe a János-hegyi boltozattól K-re. A formáció ülepedése alatt azonban a Ny-i terület rész szerkezeti mozgás vagy eusztatikus vízszintcsökkenés miatt kiemelkedett, az eocén rétegsor több helyen lepusztult. A lepusztuló törmelék azonban nem került a Tardi-medencébe, mivel a legmagasabb, János-hegyi boltozat felszíni kiemelkedésként elzárhatta a törmelék (patakok) útját.

Turbidites betelepülések a Tardi Agzag peremi feltárásaiban is ismertek (Ibolya utca, VARGA, 1982; NAGYMAROSY, 1987a). A középső szintben vékony konglomerátum, homokkő betelepülések törmelékfolyásként, szemcsefolyásként értelmezhetők. Ennek ellenére, az áthalmozás nem jellemző e képződményre.

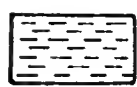
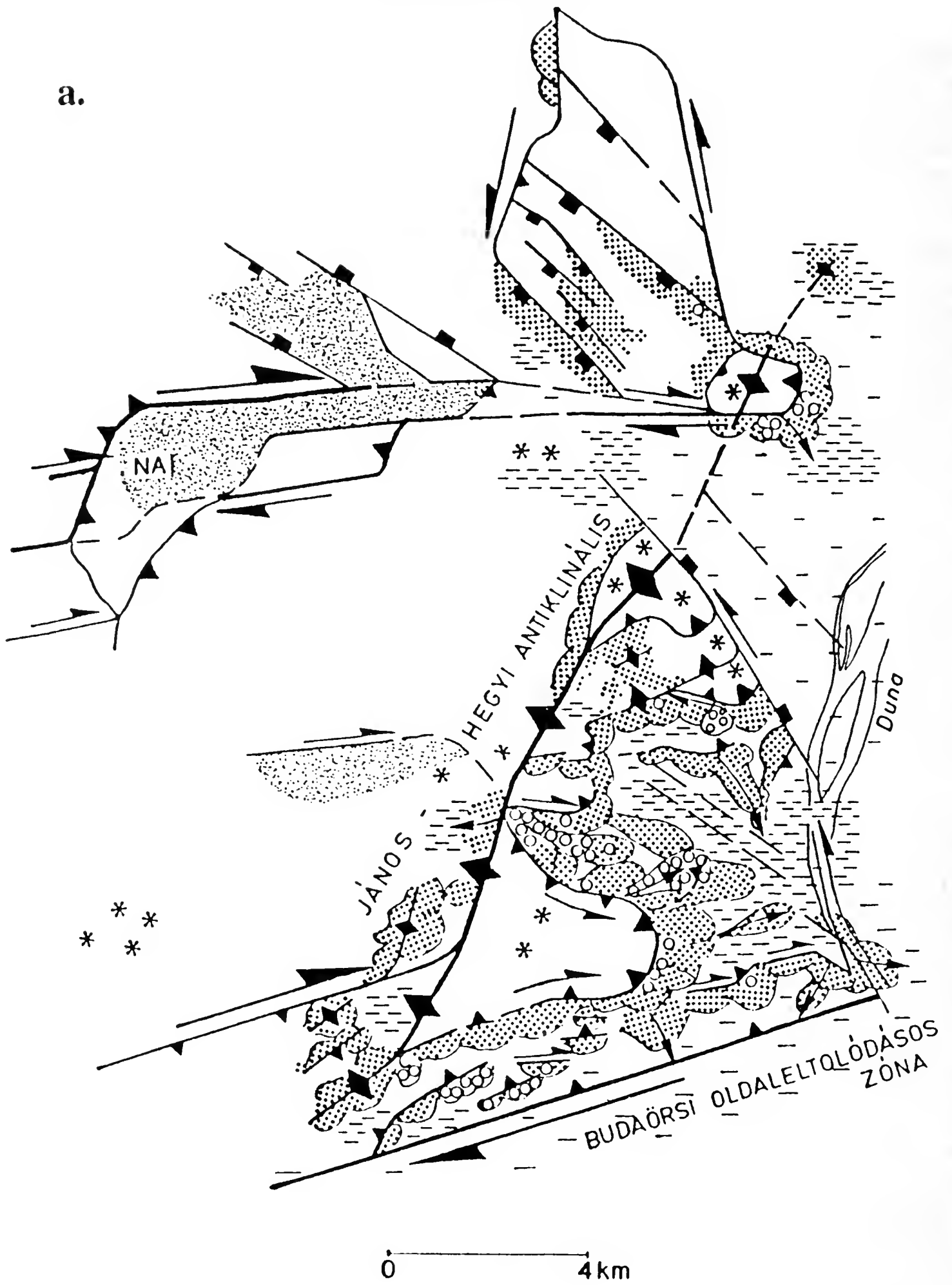
A Tardi Agzag kevés áthalmozott törmelékes betelepülése a vetők aktivitásának csökkenését jelezheti. Alternatív megoldás keresésekor figyelembe vehetjük, hogy az agzag sekélybatiális mélységben rakódott le. Ugyanakkora vetikális mozgások, mint amilyenek a sekélytengeri eocén rétegsorokban látványos fáciesváltásokhoz vezettek, a mélyebb vízben esetleg alig jelentkeznek. Hozzátehetjük még, hogy a Budai Márgával fedett elegyengetett térszín nem kedvezett durva törmelék képződésének. különösen akkor, ha a szárazföldet sűrű, szubtrópusi, bár kissé szárazságtűrő zárt erdő borította (HABLY, 1979, 1989).

Legfeljebb iszap szemcseméretű törmelékkel számolhatunk tehát. Néhány fúrás ostracodáit MONOSTORI (1987) mangrove-mocsárhoz tapadó fajokhoz sorolta. Ez a partmenti mocsár kiváló üledékcsapdaként szolgálhatott az amúgy sem durvaszemcsés üledéknek. E zóna a későbbiekben lepusztulhatott. A parti zónából továbbjutott finomtörmeléket az erős felszínközeli tengeráramlások elsodorhatták. Bár a laminites agzag kizárja vertikális áramlások létezését, a gazdag halfauna (WEILER, 1933) normális felszíni vízréteget mutat, amiben áramlásokkal is számolhatunk. Ilyen erős áramlások kissé később, a Hárshgyi Homokkő keletkezésekor már biztosan léteztek, hiszen csak így magyarázható az északról származó metamorf kőzetanyagú kavicsok jelenléte (BÁLDI és társai, 1976).

A kora-kiscellihez hasonló paleogeográfiai helyzet állt fenn a késő-kiscelliben (61d ábra). A Hárshgyi Homokkő a János-hegyi boltozattól Ny-ra, a Kiscelli Agzag attól K-re képződött.

A vetők újraéledését tapasztaljuk a Kiscelli Agzag leülepedése idején és közvetlenül azt követően. Ekkorra néhány, az eocénben még eltemetett vető átharapódzott az eocén rétegsoron, bár lehet, hogy az oligocén tengeraljazatot nem érték el.

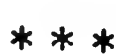
a.



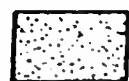
Budai Márga
Buda Marl



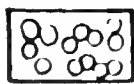
felső-cocén törmelékes
üledék
Late Eocene clastics



*** sekélytengeri mészkő
shallow marine limestone



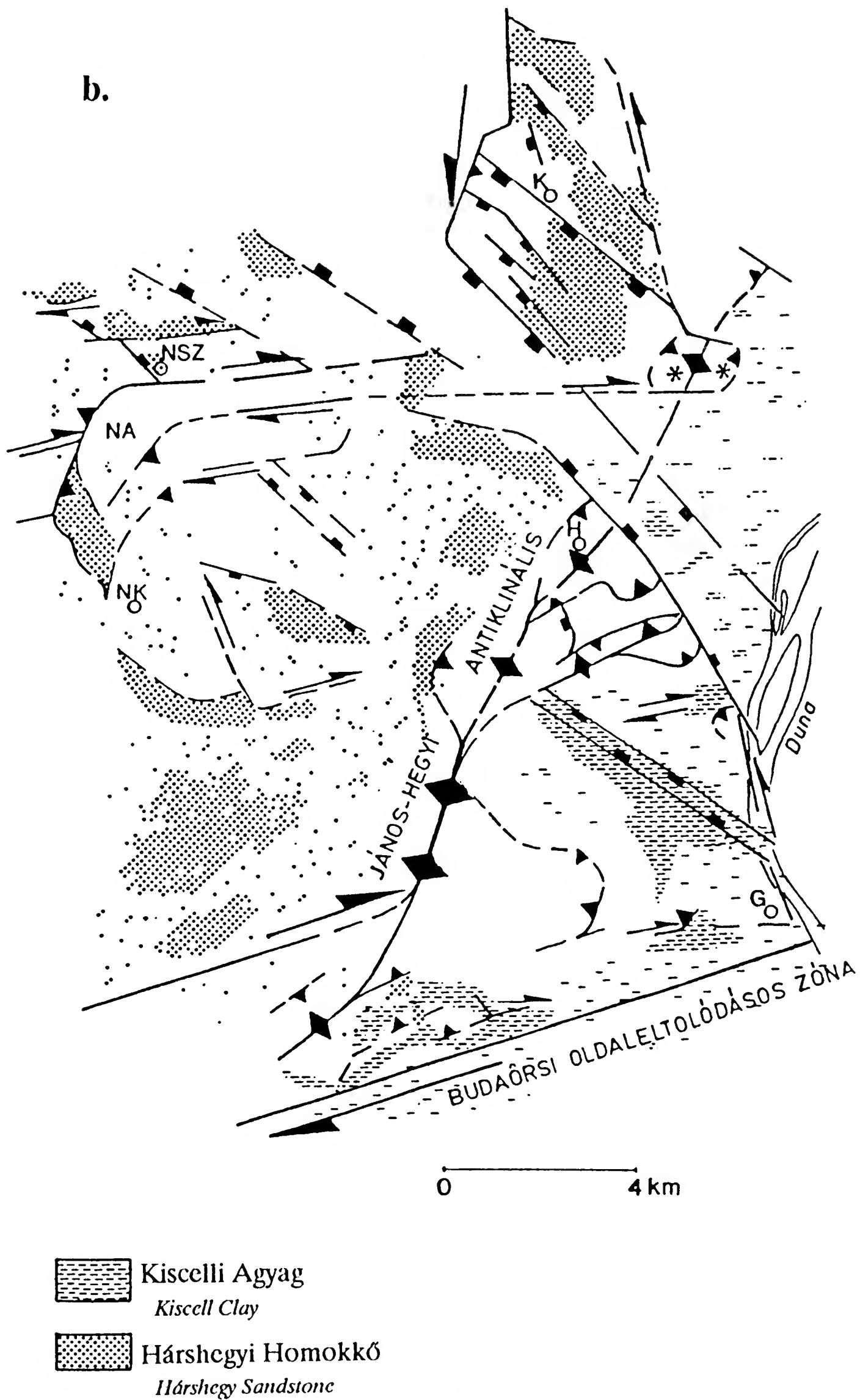
középső-cocén
Middle Eocene



felső-cocén
konglomerátum, breccsa
Late Eocene conglomerate, breccia



szállítási irány
transport direction



62. ábra. Tektonika és szedimentáció összefüggése a Budai-hegységben. a. késő-eocén, b. kora-oligocén (FODOR és társai, 1992 után).

Fig. 62. Relation between tectonism and sedimentation in the Buda Mountains. a. Late Eocene, b. Early Oligocene (after FODOR et al., 1992)

A Hárshegyi Homokkő ÉK-i származását HARTAI (in BÁLDI és társai, 1976a) ismerte fel a törmelék anyaga alapján. A kavicsok D felé való csökkenése nagyjából DNy-felé való szállítást feltételez, amely irány párhuzamos a János-hegyi boltozat csapásával. A törmelék e hát mentén került D-re. Szállítási mechanizmusként a homokkő tengeri eredete miatt tengerparttal vagy vízzel éppenhogy elborított háttal párhuzamos áramlásra gondolhatunk (BÁLDI, 1983). A János-hegyi szerkezeti és paleomorfológiai kiemelkedés tehát ősföldrajzi barrierként, „törmelékfogóként” működhetett.

Az ősföldrajzi akadály szinte „tökéletesen zárt” a budai szelvényben (61d, 62b ábra). „Rést” csak szerkezetileg indokolt helyen találhatunk. A budaörsi Farkas-hegy táján a homokkő túlterjedni látszik a boltozat tetőzónáján (1. ábra). Ez nem is meglepő, hiszen itt a csukló alacsonyabbnak tűnik, ami nagyobb viharok alkalmával megengedhette a homokkőnek a mély medencébe való szállítását. Szintén törmelékes behatást mutat a Solymári-árok Kiscelli Agyagja (NAGYMAROSY, 1974; BÁLDI, 1983). A szigetelő gátat az árkot határoló normálvetők bonthatták meg.

A Budai-hegységtől É-ra, a cinkotai, gödi fúrásokban összefogazódást találunk a Hárshegyi és Kiscelli Formáció között (2. ábra, BÁLDI és társai, 1976a). Ezen a szakaszon nem bizonyított egy tengeralatti gát jelenléte, amely megakadályozhatta volna a homokkő medencébe való kerülését.

Úgy tűnik, a János-hegyi boltozat, mint tengeralatti vagy szárazföldi gát, szükséges és elégséges feltétele volt a Hárshegyi Homokkő és a Kiscelli Agyag összefogazódása megakadályozásának.

3.3. A Budai-vonal új értelmezése

FODOR László

3.3.1. A Budai-vonal a paleogén folyamán

Ha összevetjük a szerkezeti képet, az ősföldrajzi vázlatot és a bevezetőben említett képződményhatárokat, a következő megfigyelést tehetjük.

(1) Mind a térképelemzés, mind a szerkezeti megfigyelések azt mutatják, hogy a fácieshatárok nem felelnek meg egy konkrét felszíni törésnek.

Ez a következtetés megegyezik BALLA és DUDKO (1989) átnézetes térképelemzésével.

(2) A paleogén–kora-miocén kompresszió iránya merőleges a fácieshatárokra, bármilyen szerkezeti elemnek is felelne meg a Budai-vonal, az csaknem tisztán térrövidülésszerű lenne (tisztá nyírás — pure shear).

A meghatározások bizonytalanságából adódóan a kompresszió és fácieshatárok bezárt szöge nem mindig 90° , hanem lecsökkenhet 70° -ig. Ez a szög ugyan jóval nagyobb ANDERSON (1951) elméletében megadott, a kompresszió és az eltolódás által bezárt $30\text{--}35^\circ$ -os szögnél, a legújabb terepi vizsgálatok azonban kimutatták eltolódás lehetőségét a törésre csaknem merőleges kompresszió esetén is. Ez a helyzet például a kaliforniai Szent András-vető mentén vagy a bétikus Carboneras vetőnél (ZOBACK és társai, 1989; MONTENAT és társai, 1987).

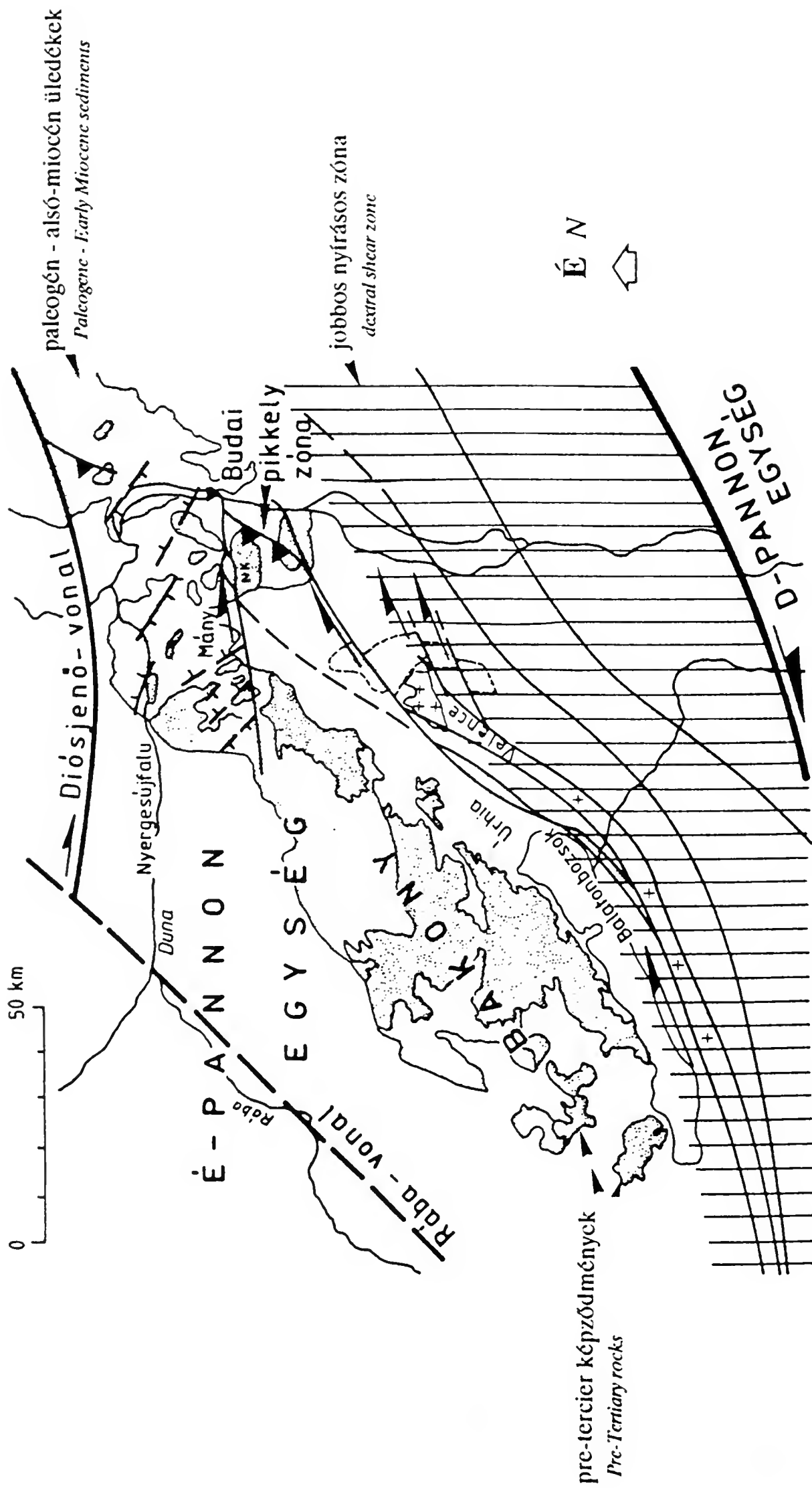
Így elvileg elképzelhető lenne balos nyírás az ÉÉK-i csapású budai-hegységi fácieshatárok mentén is. Az analógia azonban „sántít” abban, hogy mint a Szent András-, mint a Carboneras-vető esetében az eltolódás és a hozzá kapcsolódó transzpressziós „virágszerkezetek” a felszínen jól láthatók. „Foltozhatnánk” az analógiát azzal a feltételezéssel, hogy a Budai-hegységben az eltolódás még nem érte el azt a mértéket, ahol a törés a felszínen is megjelenik. A kisebb elvetésű Carboneras-vető elmozdulása $18\text{--}20$ km (MONTENAT és társai, 1987), a Budai-vonal menti balos elmozdulás tehát csak ennél jelentősen kisebb lehetne.

(3) Mind a Budai Márga és a Tardi Agyag Ny-i, mind a Hárshegyi Homokkő K-i elterjedési határa jól közelíti a János-hegyi antiform tetőzónáját.

A Budai-vonalnak nem felel meg egy ma felszínen levő törés. A fácieshatárokat a János-hegyi antiformmal, annak tetőzónájával azonosíthatjuk. A boltozat és így a fácieshatár is egy mélybeli, nagyjából eltemetett (vak) feltolódás felett alakult ki.

3.3.2. Kréta szerkezetalakulás, triász fácieszónák és a Budai-vonal

Szerkezetelemzésünk azt mutatja, hogy a kréta és a paleogén–kora-miocén deformációk közel merőleges kompresszió mellett mentek végbe. Így a Budai-vonalnak megfelelő boltozat–vakvető nem játszhatott lényeges szerepet a kréta deformációban, valószínűleg akkor még nem is létezett.



DUDKO (1991) sekély mélységű, közel vízszintes lenyíróási felületeket (detachment surface) tételez fel a Balaton-felvidék kréta deformációja során. Amennyiben ez analógiaként szolgálna a Budai-hegységre nézve, úgy itt is kialakulhattak vízszintes lenyíróások. Ilyen kréta korú felületek esetlegesen felújulhattak a paleogén deformáció során, még akkor is, hogyha a paleogén kompresszió iránya merőleges volt a kréta irányra.

A Budai-vonalnak vak feltolódásként való értelmezése új megvilágításba helyezi HORUSITZKY (1943) takaróelméletét. E szerző vázlatos szerkezeti térképén a Pilis-Kovácsi egység kb. É-D-i csapású vonal mentén tolódik a budai egységre (1. ábra). Az áttolódás vonala (takaróhatár) eléggé közel van az általunk kimutatott feltolódáshoz. Lehetséges tehát, hogy HORUSITZKY takaróhatára megegyezne az értelmezésünk szerinti „Budai-vonallal”. Érdekes egyezés, hogy HORUSITZKY feltételezett áttolódása is paleogén, csakúgy, mint az általunk kimutatott mozgás.

Sajnos azonban a probléma összetettebb. Egyrészt HORUSITZKY takaróhatára nem esik teljesen egybe az általunk feltételezett vak feltolódással. Ráadásul a triász fácieshatárokra más értelmezések is vannak, sőt egyáltalán létezésük is vitatható. Míg HORUSITZKY (1943, 1961) szerint a Budai-hegység DK-i egységére a ladini (helyesen részben karni) tűzköves dolomit-(tűzköves) mészkő-márga sorozat lenne jellemző, az ÉNy-i oldal monoton dolomit-sorozatával szemben, addig az utóbbi egységben, a Zsámbék-14-es fúrásban karni meszes-márgás képződményeket mutattak ki (KRISTANTOLLMANN és társai, 1991). HORUSITZKY (1961) maga is említi kovásodott dolomit?-mészkő? előfordulást az áttolódási síktól Ny-ra, Budakeszitől DK-re, amit ő „kénytelen” tektonikus ablakként értelmezni.

WEIN másképp térképezte a triász közethatárokat. Az eltérés főképp a tűzkömentes dolomitok hovatartozásában van. Ezenkívül a fentebb említett kova-előfordulást összekötötte a HORUSITZKY-féle áttolódás K-i oldalán, az Ördögrom táján levőkkel, a budakeszi feltárás ugyanis (látszólag?) az ördögormiak csapásában van. A takaróhatár és az „ablak” így eltűnik. Nem csoda, ha ezek alapján WEIN (1977a) ÉK-DNy-i fácieshatárokat vél felfedezni.

Harmadik értelmezés BALLA és DUDKO (1989) munkája. Ők gyakorlatilag egységes rétegsorral számolnak, fácieszónák jelenléte nélkül.

KOZUR és MOCK (1991) rétegtani vizsgálatai szerint a hegység triász képződményei takarós (vagy pikkelyes) szerkezetűek. Pontszerű vizsgálataik alapján az eltérő triász fáciesek határát (takaróhatárt) a Budai-vonal mentén húzzák meg. Jelen vizsgálatunk nem zár ki teljesen pre-eocén takarós áttolódást a Budai-vonal mentén, de a pre-eocén kompresszió iránya (ÉK-DNy) párhuzamos a vonallal, így a takaróhatár más (eddig nem térképezett) szerkezeti elemekben keresendő.

A fenti vélemények is mutatják, hogy e kérdés nem lezárt. A triász képződmények újratérképezése és főleg sztratigráfiájuk pontos meghatározása adhat megoldást.

63. ábra. A Budai-hegységi szerkezetek kapcsolata a Bakonyi egységgel. Alaptérkép BALLA (1987), BALLA és társai, (1987), BALLA és DUDKO (1989) és DUDKO (1988) szerint.

Fig. 63. Connection of the structures of Buda Mountains with the Bakony Unit. Base map by BALLA (1987), BALLA et al., (1987), BALLA & DUDKO (1989), DUDKO (1988).

3.3.3. A budai szerkezetek nagytektonikai jelentősége

A Bakonyi egység más területéről részletesen tanulmányoztuk a nyergesújfalui, sánchegyi szelvényt. Az előzetes eredmények máris sok, kecsegtető hasonlóságot tárnak fel (FODOR és társai, 1990). A felső-eocén márga és homokkő sorozat szinszediment és posztszediment vetőkkel tagolt. A kétféle korú vetők egységes vetőrendszert alkotnak. Bizonyítható a szinszediment vetők üledékképződés utáni felújulása. Mindkét esemény vetői a budai-hegységivel egyező eltolódásos feszültségtérben jöttek létre; NyÉNy-KDK-i kompresszió és ÉÉK-DDNy-i extenzió hatására.

E példa s más jelek arra utalnak, hogy a részletesen elemzett budai szerkezetek és a vizsgálati módszerek tehát mintául szolgálhatnak a Bakonyi egység többi területének paleogén üledékeinek és tektonikájának vizsgálatára.

A Budai-vonal nagyszerkezeti szerepének meghatározása természetesen még további vizsgálatokat igényel. Ráadásul ez a szerep a különböző korokban eltérő lehetett. A hegység fő szerkezeti elemeit azonban tovább követhetjük a Bakonyi egységben. A Nagykovácsi–Csillaghegy jobbos eltolódás a Nagyegyháza–Mányi-medence D-i peremtörésében folytatódhat (63. ábra). A medencék dolomitbreccsa teste ék alakban a D-i peremvető felé vastagodik (FÁY-TÁTRAY, 1984). Ezen üledéktest vetőnek támaszkodó törmelékkúpként értelmezhető, a vető eocén működését bizonyíthatja (BALLA és társai, 1987).

A Budaörsi jobbos nyírásos zónát BALLA és DUDKO (1989) által kimutatott, a velencei hegységtől Ny-ra húzódó vetőhöz kapcsolhatjuk. Ezen eltolódás DNy felé az úrhidai és balatonbozsoki medenceroncsokkal áll kapcsolatban és a Balaton D-i oldalán folytatódik (63. ábra). A Velencei-tó körüli hasonló jobbos eltolódásokkal együtt (DUDKO, 1988), a Budaörsi nyírásos zóna a Bakonyi egység D-i szegélyén húzódó jobbos nyírásos övhöz tartozik.

A budaörsi szakasz ezen nagyszerkezeti zónának az egység belseje felé szétágazó törését jelenti. A Budai elfedett pikkelyzóna a jobbos vető kompenzáló szerkezeteként értelmezhető, a jobbos elvetés elhalását eredményezi. Másképpen fogalmazva, a jobbos elvetés a Budai-pikkelyzónán keresztül a Nagykovácsi–Csillaghegyi-vetőre tevődhet át.

A Budai-hegységben meghatározott feszültségtér, a budaörsi nyírásos zóna újabb bizonyítékot szolgáltat a Bakony D-i peremén húzódó nyírásos zóna jobbos jellege mellett (BALLA, 1988a–b; FODOR és társai, 1992). A jobbos nyírásos zóna kialakulása az Észak-Pannon és a Dél-Pannon egységek egymás melletti eltolódása miatt jött létre (CSONTOS és társai, 1992). Az Észak-Pannon egységnek e relatív K felé való mozgását a blokknak az Alpokból való kontinentális kiszökésével hozható kapcsolatba (BALLA, 1985, 1988a, KÁZMÉR és KOVÁCS, 1985). E kiszökés kombinálódhat a Keleti-Alpok gravitációs szétcsúszásával is (RATSCHBACHER és társai, 1989, 1991).

FODOR (1991) ugyanakkor rámutatott, hogy a kiszökés a késő-paleogénben nehezen igazolható, ugyanis a kiszökő test É-i oldalán, a Keleti-Alpok–Nyugati-Kárpátok találkozásánál nehéz balos nyírások dominanciáját demonstrálni. Lehetséges tehát, hogy a kiszökés modellje módosításra szorul, annak ellenére, hogy a D-i peremi jobbos nyírásra egyre több adat ismert.

Szemben az eddigi véleményekkel, a budai szerkezetek és a budaörsi, nagykovácsi, csillaghegyi eltolódásos zónák késő-eocén kora arra mutat, hogy a Bakony D-i peremén a jobbos nyírás nem csak az oligocénben, hanem már az eocénben megkezdődött (FODOR és társai, 1992).

4. Következtetések

FODOR László, MAGYARI Árpád, FOGARASI Attila és PALOTÁS Klára

A Budai-hegységben végzett részletes szerkezeti és üledékföldtani elemzés alapján a következő tektonikai fázisokat ismertük fel:

- kréta korú, nagyjából ÉK-DNy-i irányú kompresszió,
- késő-paleogén-kora-miocén NyÉNy-KDK—ÉNy-DK-i kompresszió és rámerőleges tenzió,
- középső miocén (középső-bádeni) – pliocén(?) K-Ny—DK—ÉNy közötti extenzió,
- feltételezhető egy negyedkori(?) ÉK-DNy-i extenzió (és ÉNy-DK-i kompresszió?) fellépése is.

A paleogén-kora-miocén fázis fő szerkezeti elemei a János-hegyi antiform és a hozzá DK-re csatlakozó, DK-i vergenciájú flexúrák. Az ezen szerkezetek alatt eltemetett feltolódások együttesen a Budai-pikkelyzónát alkotják. Feltételezhető, hogy a pikkelyzóna allochton és a feltolódások egy sekély mélységű, szubhorizontális lenyíródási felszínbe simulnak. A pikkelyek D és É felé jelentős jobbos eltolódásokhoz, a Nagykovácsi-Csillaghegyi és a Budaörsi-zónához csatlakoznak.

A késő-eocén szerkezeti mozgások alapvetően meghatározták a szedimentációt. A boltozatok, flexúrák tetején vékony üledéksorral jellemzett sekély platók, szárnyaikon meredek lejtők alakultak ki. A szerkezeti mozgások növelték a lejtők meredekségét, ami szinszediment billentéseket, a puha üledék deformációját és lejtőmenti gravitációs áthalmozását váltotta ki.

A paleogén-kora-miocén kompresszió iránya merőleges a paleogén fácieshatárokra; bármilyen szerkezeti elemnek is felelne meg a Budai-vonal, az tisztán térrövidüléssel lehet, legfeljebb igen minimális eltolódásos komponenssel.

Mind a térképelemzés, mind a szerkezeti megfigyelések azt mutatják, hogy sem a Budai Márga és a Tardi Agyag Ny-i, sem a Hárshégyi Homokkő K-i elterjedési határa nem felel meg egy konkrét felszíni törésnek.

A paleogén fácieshatárokat (a „Budai-vonalat”) a János-hegyi antiformmal, annak tetőzónájával azonosíthatjuk. A boltozat és így a fácieshatár is egy mélybeli, nagyjából eltemetett (vak) feltolódás felett alakult ki.

A részletesen elemzett budai szerkezetek és a vizsgálati módszerek mintául szolgálhatnak a bakonyi egység többi területének paleogén üledékeinek és tektonikájának vizsgálatára.

A budaörsi jobbos nyírásos zóna a bakonyi egység D-i szegélyén húzódó jobbos nyírásos övhöz tartozik.

A Budai-hegységben meghatározott feszültségtér, a Budaörsi nyírásos zóna újabb bizonyítékot szolgáltat a Bakony D-i peremén húzódó nyírásos öv jobbos jellegére. A jobbos Budaörsi eltolódásos zóna késő-eocén kora arra mutat, hogy a Bakony D-i peremén a jobbos nyírás és ezzel együtt az Észak-Pannon egység Alpokból való kiszökése nem csak az oligocénben, hanem már az eocénben megkezdődött.

Összefoglalás

A Budai-vonal, illetve Budai-zóna olyan ÉÉK-DDNy-i csapású képződményhatár, amely a középső-eocéntól a kora-miocénig a Budai-hegység legfontosabb paleogeográfiai választóvonalaként volt. Szerkezetföldtani, szedimentológiai vizsgálatokkal meghatároztuk a képződményhatár tektonikai jellegét oly módon, hogy körvonalaztuk a hegység szerkezetfejlődését, ezen belül a kérdéses korra részletes szerkezetlemezést végeztünk valamint tisztáztuk a zónának a késő-eocén–kora-oligocén üledékképződésben betöltött szerepét.

Három, kréta-kainozoós tektonikai fázist mutattunk ki és gyanítható egy negyedik is. A kréta során, ÉK-DNy-i kompresszió hatására enyhe redők, feltolódások jöttek létre. A középső-eocén–kora-miocén üledékképződés egy NyÉNy–KDK—ÉNy–DK-i kompresszióval és ezen irányokra merőleges tenzióval jellemzett eltolódásos feszültségtérben zajlott le. E fázisban két, K–Ny-i csapású jobbos eltolódásos zóna jött létre, Budaörs és a Gellérthegy ill. Nagykovácsi és Csillaghegy között (Budaörsi eltolódásos zóna, Csillaghegyi eltolódásos zóna). A két zóna között, az eltolódás kompenzálására antiformok és DK-i vergenciájú flexúrák alakultak ki, amelyeket kisebb eltolódások kapcsolnak össze. Ugyanakkor e fázis végén erőteljesebbé vált az ÉNy–DK-i irányú normálvetők mozgása.

A redők magjában DK-i vergenciájú vak feltolódások gyaníthatók, amelyek esetleg egy szubhorizontális lenyíródási felszínbe simulnak bele. Ezek a feltolódások egy eltemetett pikkelyzónát határoznak meg. A redők magassága ÉNy felé növekszik, a legmagasabb János-hegyi antiform csuklózónája megegyezik a képződményhatárral, így a Budai-zónával. A Budai-vonal, mint törés a felszínen nem jelenik meg, hanem az antiform magjában feltételezett vak feltolódással azonosítható.

A késő-eocén üledékek gravitációs tömegmozgással halmozódtak át, ez tektonikai instabilitásra, esetenként földrengésre utal. Az eocén korú áthalmozás lejtőkön ment végbe, amelyek az antiformok, flexúrák szárnyán helyezkedtek el. Ezen kisebb lejtők egy összetett nagyobb lejtőt, a Budai-lejtőt alkotják, amely a János-hegytől a Gellérthegyig tart és amely tulajdonképpen a pikkelyzónát fedi, annak geomorfológiai megfelelője. A mélyebb medence ezen peremi lejtőtől DK-re, Pest alatt sejthető. A legmagasabb antiformok tetőzónája és az ÉNy-i terület a tengerszint közelében maradt, így ott végig sekélytengeri üledékképződés, sőt lokális kiemelkedés, karsztosodás történt. A kora-oligocénben a Budai-vonaltól, vagyis a János-hegyi antiformtól ÉNy-ra hosszabb kiemelkedés és erózió zajlott, míg DK-re anoxikus környezetben sekélybatiális agyag képződése folyt. A késő-kiscelli során a János-hegyi antiform tengeralatti gátként teljesen elszigetelte az ÉNy-i sekélytengeri és DK-i mélytengeri üledékgyűjtőt, a gát menti áramlások sodorták ÉK-ről a hárshegyi homok-kavicsösszlet anyagát lerakódási helyére. A folytatódó tektonikai aktivitást, az őtlejtők magasodását az agyagösszletek vékony homok-kavics betelepülései jelzik.

A középső-miocénben (középső-bádeniben) megváltozott a feszültségtér. K–Ny–DK–ÉNy-i tenzió hatására a korábbi vetők normál vagy normál-ferde mozgással felújultak ill. új, ÉK-DNy-i irányú normálvetők keletkeztek. E vetők befolyásolhatták a Tétényi-fennsík szarmata mészhomokkő-dűnéinek mozgását, ill. a medence peremének kialakulását. Valószínű, hogy a Budaörsi eltolódásos zóna jellege jobbosról balosra

változott. Lehetséges, hogy a negyedkorban egy ismételt ÉK-DNy-i tenzió hatására néhány ÉNy-DK-i csapású normálvető reaktiválódott.

A budai szerkezetelemzés nem támasztja alá, hogy a Budai-vonal a paleogén folyamán nagyszerkezeti választóvonal vagy jelentős oldaleltolódás helye lett volna. Ezzel szemben mind a Nagykovácsi-Csillaghegyi, mind a Budaörsi jobbos eltolódásos zóna tovább követhető Ny-i, DNy-i irányban a Bakony tektonikai egységen belül illetve annak peremén. Előbbi a Mányi-, Nagyegyházi-medencék D-i peremtörését alkotja, utóbbi a Velencei-hegységtől ÉNy-ra húzódó, majd a Balatontól D-re kanyarodó eltolódásban folytatódik. Ezen törések kis szöveget zárnak be a Bakony, ill. az Észak-Pannon-egység DK-i peremével, így további bizonyítékokat szolgáltatnak annak jobbos jellegére vonatkozóan. A budai-hegységi adatok szerint e jobbos mozgás a késő-eocénben már biztosan, a középső-eocénben feltételezhetően végbement.

Köszönetnyilvánítás

A tanulmány jelentős része a Központi Földtani Hivatal anyagi támogatásával készült. A H 0260 számú Phare Accord program lehetőséget nyújtott a tanulmányt érintő előadássorozat és terepi konzultáció megszervezésére. Köszönjük a program keretében meghívott Ch. MONTENAT és más résztvevők (HAAS J., KORPÁS L.) terepi megfigyeléseit, tanácsait.

BÁLDI T. és KÁZMÉR M. vezette be a szerzők egy részét a Budai-hegység földtani problémáiba. KÁZMÉR M. ezen felül tanácsaival végig segítette a vizsgálatok és a kézirat elkészültét. A vizsgálatok során számos hasznos konzultációt folytattunk TARI G., BALLA Z., BÁLDI T., NAGYMAROSY A., GATTER I., KORPÁS L. és HAAS J. kollégáinkkal. A lektorok, SZTANÓ O., MAROS Gy. és GERNER P. igen komoly munkát végeztek a terjedelmes kézirat elolvasásával és kijavításával.

Segítségüket mindnyájuknak tisztelettel köszönjük.

**Tertiary tectonics and Late Palaeogene sedimentation
in the Buda Hills, Hungary.
A new interpretation of the Buda Line**

FODOR László, MAGYARI Árpád, FOGARASI Attila és PALOTÁS Klára

English summary

Introduction

This study integrates the result of detailed analysis of the most striking tectonic and sedimentological problems of the Buda Hills and a synthetic tectonic analysis of the entire area. We reconsider the role of the tectonics in Late Eocene sedimentation. The most important facies boundary in the hills is the Buda line (Fig. 1) (BÁLDI and NAGYMAROSY, 1976). This line represents the eastern extension of Middle Eocene sediments, the western extension of the Upper Eocene Buda Marl and Early Kiscellian Tard Clay, the sharp boundary between the late Kiscellian Hárshegy Sandstone and Kiscell Clay and probably the western extension of thick, silty Upper Oligocene and Eggenburgian sediments (Figs. 1, 3–4) (TELEGDI-ROTH, 1923; FERENCZI, 1925; SCHRÉTER, 1958; BÁLDI and NAGYMAROSY, 1976, BÁLDI and BÁLDI-BEKE, 1985; BÁLDI, 1986; FODOR et al., 1992). In addition, BÁLDI and NAGYMAROSY (1976) defined a 5–20 km wide zone where the Lower Oligocene Hárshegy Sandstone has been silicified, probably during the Kiscellian (Fig. 2).

All these features suggest, that the Buda line represents an important tectonic line active during the Late Paleogene. BÁLDI (1986), ROYDEN and BÁLDI (1988) interpreted it as a strike-slip fault, without any relevant tectonic data. NAGYMAROSY (1990) supposed 30 km left-lateral separation based on apparently easily identifiable, but barely outcropping special facies association (Hárshegy sandstone over Tard Clay). BALLA and DUDKO (1989) was the first to recognize, that the Buda line does not coincide with any fault on the surface.

Structural analysis

Structural analysis comprises the observation of brittle structures, determination of the stress axes. Kinematics of the faults indicated on earlier maps (WEIN, 1972, 1977a, b) were modified on the basis of direct tectonic data and the orientation of the stress field (Fig. 4).

Three main stress fields were demonstrated and a fourth is suspected. While the Late Eocene and the Oligocene–Early Miocene structures were formed by the same stress field. The early (Late Eocene) activity of the faults is suggested by the existence of a

Late Eocene paleoslope, unstable depositional environments, occurrence of neptunian dykes, etc.

Cretaceous

Cretaceous structures were mapped by WEIN (1977a). The NW–SE trending folds and reverse faults were formed by NE–SW oriented compression (Figs. 58a, 59a). The deformation of the brittle dolomite was accommodated by brecciation rather than faulting or folding.

Late Eocene–Early Miocene

The Late Eocene–Early Miocene stress field was represented by a WNW–ESE to NW–SE compression and NNE–SSW to NE–SW extension (Figs. 58–59). NE–SW trending mesoscale folds and reverse faults were demonstrated at the Hármashatár-hegy–Kecske-hegy (Chapters 2.6, 2.7, Figs. 1, 52) and in Üröm (Supplement 1). Parallel reverse faults, folds are really figured on the geological map (WEIN, 1977) and were described by earlier authors (citations in BALLA & DUDKO, 1990). NNE–SSW to ENE–WSW trending morphological elevations have Triassic rocks in their core and Eocene sediments on the flanks. The dip direction of the Eocene rocks is subparallel to the slope.

The dip degree of the Eocene layers decrease upward both in outcrop or map-scale and a number of layers are pinching out on these slopes (MAGYARI, 1990b) (Fig. 13). The Eocene sediments often show redeposited nature. These observations and the subperpendicular orientation of the compression with respect to the strike of the ridges suggest that these are compressional antiforms (MAGYARI, 1990; FODOR et al., 1992).

The highest antiform (named here as János Hill antiform) is extending from Budaörs through the János-hill to the Hármashatár Hill (Fig. 59b). On its southeastern side smaller and shorter antiforms and monoclines define a complicated pattern; such structures were detected from Budaörs to the Gellért Hill, near the Tündér-szikla (Chapter 2.4, Fig. 35), on the Mátyás Hill (Chapter 2.6, Fig. 44). In the core of the János Hill anticline, on the Kecske Hill a reverse fault cut through the Eocene layers (map of WEIN, 1972; Fig. 43). At the southwestern continuation of this fault, on the János Hill itself the fault does not occur on the surface (Fig. 34). It may remain a blind fault at this segment. Similar blind faults are supposed below other antiforms; they can be considered as fault propagation folds (Figs. 45, 60) (SUPPE, 1983). At their frontal part, the reverse faults do not cut up to the surface; but along the lateral ramps the connecting fault segments are gently covered or not covered at all. On the Tündér Hill and the Mátyás Hill the *Nummulites* limestone mostly covers the synsedimentary faults and related clastic wedges, but minor successive motions induced soft-sedimentary deformations in the limestone as well (Figs. 10, 35, 45, Plate XVII/2) (MAGYARI & FODOR, in Chapters 2.4, 2.6).

The vergency of the blind faults seems to be southeastward on the basis of the monoclines, microstructures and the decreasing heights of the fault-propagation folds. All these faults are named “Buda scales”. These blind faults are supposed to merge into

a shallow, subhorizontal detachment surface. Triassic shales, Permian evaporites can serve as shearing horizons.

Dextral, sinistral strike-slip faults were trending E–W, NNW–SSE, respectively (Fig. 58b). One of the larger dextral fault zone is extending from Budaörs to the Gellért hill (Fig. 59b). This zone is consisted of an echelon antiforms. They can be considered as part of a positive flower structure (Fig. 27) (MAGYARI, 1990b and this study). In the core of the antiforms reverse-dextral faults were observed (FODOR et al., 1992).

The other important dextral zone was mapped at the Csillaghegy (Supplement 1). En echelon folds, reverse faults and normal faults were associated to the four mapped faults. Structures affected Lower Oligocene sediments. However, Upper Eocene sedimentary dykes and the synsedimentary fault in the Csillaghegy quarry (Fig. 48) clearly demonstrate Late Eocene movements.

This zone represents the continuation of the dextral fault on the northern margin of the Nagykovácsi basin (Fig. 59b). Right lateral displacement of this fault was suggested by BALLA and DUDKO (1989) on the basis of displaced Triassic facies boundaries.

NW–SE trending normal faults were formed by NE–SW oriented tension. The direction of the minimal stress axes are close in this pure tensional and the strike-slip type stress field. Thus they can alternate in time due to permutation of the maximal horizontal stress axes, σ_1 and σ_2 . The main normal faults are between the János Hill (Ördög valley), south and north of the Harmashatár Hill (Solymár trough) and around the Nagy-Kevély Hill (Fig. 59c). At this latter region the beds dip opposite to the faults and define domino-type tilted blocks (MANDL, 1987; WERNICKE and BURCHFIEL, 1982). The dip degree decreases upward in the Eocene and Oligocene beds, thus the tilting occurred partly between the Eocene and Oligocene.

Sedimentary dykes are often associated with the previously described structures. Each member of the Upper Eocene series is represented as infilling of these dykes. However, the most frequent infill are the marl and sandstone, limestone dykes occur only on the Tündér Hill (Fig. 31, Plate XV/2). The dykes mainly penetrated into Triassic rocks, but marly, sandy dykes occur in Eocene breccia (Odvas Hill, Tündér Hill) and conglomerate dykes in limestone (Csillag Hill). Some of the dykes were reopened and filled several times (MAGYARI, 1991a).

The dykes, particularly the marly ones are often silicified. BÁLDI and NAGYMAROSY (1976) described chalcedony dykes in the silicified Lower Oligocene Hárshegy sandstone. While the overlying Kiscell clay does not show any sign of silicification, this process could take place in the early Oligocene (BÁLDI and NAGYMAROSY, 1976).

The strike of the Eocene and Early Oligocene dykes are similarly oriented WNW–ESE or NW–SE. E–W or N–S trending dykes are few. Structurally, the dykes can be considered as tension gashes which are perpendicular to the tension (RAMSAY and HUBER, 1987; MONTENAT et al., 1987). This tensional direction is close to that one obtained from striated microfaults; All of these features were formed by the same stress field.

Part of the calcite and barite veins are oriented between N–S and E–W, mainly trending NW–SE. They are interpreted to be formed by NE–SW oriented tension.

Chapters 2.3–2.7 give several arguments for late Eocene synsedimentary tectonics along structures formed in this stress field. The synsedimentary dykes, silicified veins were formed by the same stress field during the Late Eocene–Early Oligocene. Some of the dextral strike-slip and reverse faults affected Kiscellian sediments thus the

deformation partly took place during the Late Oligocene. Normal faults dissect Upper Oligocene sediments, so the tensional stress field remained active at least until the Early Miocene. Baryte veins in the József Hill Cave (FODOR et al., 1991a) can give the youngest (early Badenian) time constraint for the deformation.

In summary, the WNW–ESE compression and perpendicular tension seem to be active from the Middle Eocene up to the early Badenian. It is possible that the stress field became more tensional rather than strike-slip type at the end of the phase (Early Miocene).

This phase was described earlier by WEIN (1977a) as the Pyrenean phase. However, he did not give a precise time constraint and did not recognize its importance in the tectonic evolution of the hills. On the other hand, PÁVAI-VAJNA (1934) and HORUSITZKY (1943, 1961) assumed correctly the compressive nature of this phase. However, they provided very few evidences for their ideas, so this study gives the first, detailed description of the Late Eocene–Early Miocene deformation.

Middle Miocene–Pliocene

The stress field was characterized by horizontal σ_3 , varying between E–W and SE–NW. Important structures of this stress field are some newly formed, NE–SW trending normal faults (Fig. 58c). However, the main characteristics of this deformation is the reactivation of the older faults oriented between NNW–SSE and ENE–WSW as normal or normal-oblique faults. Such normal-dextral faults limit the Hármashatár Hill and the Gellért Hill (Fig. 59d).

The Budaörs shear zone probably changed its kinematics and became a sinistral fault zone. However, this later displacement do not show large separation. Within this zone, sedimentary dykes were formed with Pannonian (Late Miocene) infill (Odvas Hill, Ördögörom, Szekrényes Hill).

This stress field affected all formations including the Middle Miocene.

The deformed Middle Miocene rocks and the Upper Miocene dykes show that the deformation continued during the Late Miocene and probably the Pliocene as well.

Sedimentological and tectonical observation on the Tétény plateau demonstrate that the tensional stress field was oriented SE–NW already in the Middle Miocene (Middle Badenian–Sarmatian). BERGERAT et al. (1983) measured NE–SW trending synsedimentary dykes in Badenian and Sarmatian sediments. PALOTÁS (1991, and Chapter 2.8) pointed out that the Sarmatian depositional environment was characterized by large-scale (4–10 m) calcareous sand dunes which were dissected and probably controlled by N–S to ENE–WSW trending synsedimentary faults and dykes (Plates XXII–XXIII). These structures were formed by NE–SW tension (Fig. 57).

Quaternary deformation

Most of the antiforms, and monoclines were interpreted as Quaternary “pseudodiapir horsts” by WEIN (1977a,b). The arguments for this supposed young tectonics would be faults or tilting at the edge of the horsts. However, such structures are few (Fig. 59e).

On top of several horsts Plio-Quaternary fresh-water limestones are present. They are connected to the terraces of the river Danube and are progressively younger with decreasing topographic position (PÉCSI et al., 1985). However, there is no clear evidence for synchronous limestone horizons situated actually at different topographic levels. Therefore, the existence of such fresh-water limestone does not necessarily suggest a young, selective (fault related), but a uniform uplift of the entire Buda Hills.

The actually available data do not support the idea of large-scale Quaternary deformation. The observed faults are trending NW–SE suggesting a NE–SW tension. This stress field would be in agreement with the orientation of the recent stress field (GERNER, 1992).

The relationship between the late Eocene and early Oligocene tectonics and sedimentation

The late Eocene tectonics largely controlled the sedimentation and this control is reflected several ways. Four main lithofacies associations make the Upper Eocene sequence: conglomerate-breccia-sandstone-siltstone, different type of shallow water limestones, calcareous marl and marl (Buda Marl). These facies were deposited in gradually deepening marine environment (BÁLDI & BÁLDI-BEKE, 1985). Despite the general subsidence up to shallow bathyal depth, these were heterochronous within the area. Therefore the facies associations are not synchronous but heteropic.

One of the best arguments for this statement is the section on the Martinovics Hill (FOGARASI, 1991, Chapter 2.1, Figs. 7, 10.). There all the four lithofacies are present, but they are intercalating; conglomerate occurs in the limestone and in the marl, calcareous turbidites intercalate within the marl.

This section also shows the most general features of the sedimentation which is their resedimented nature. Redeposition took place by a large variety of gravity flows. Some of the breccia bodies were probably deposited by rock fall (Odvas Hill, Zugliget, Chapters 2.3, 2.4, Figs. 14, 29). This rockfall could be induced by earthquakes (MAGYARI, 1991b).

The basal clastic members of the sequence show massive structure with weak inverse or normal gradation and the mixture of the soft sediment (MAGYARI, 1991a, FODOR and KÁZMÉR, 1989).

The limestones show particular deformational structures (Chapter 2.3, Fig. 10, Plates VII–XIII). They are rarely well-bedded, but rather form more or less connected lenses. These are often asymmetric, having a steep, shorter side and a longer, antithetically dipping side. At some cases, the lenses are totally separated or are displaced along the steep side. The lenses are interpreted as boudinage structures which were formed prior to lithification. The state of development of boudins partly depends on the marl content of the layer, but partly on the intensity of deformation. This is well demonstrated in “pure” *Nummulites* or *Discocyclina* limestone, where lenses containing non-oriented foraminifera tests are bounded by zones of well-oriented foraminifers. These zones are interpreted as shear zones having affected the soft sediment. This soft sediment shearing mainly occurs along the former bedding planes and along the steep sides of the boudins. This geometry resembles extensional cleavage of PLATT and VISSERS (1980). The stretching of the limestone accommodates the lengthening of the

depositional place. It occurs on paleoslopes due to the uplift of the slope edge and tilting of the slope itself.

Allodapic limestones are frequent in the marl series (BODA and MONOSTORI, 1972; VARGA, 1985; NAGYMAROSY, 1987b). Grains (calcareous algae, benthic foraminifers, echinoids, etc.) derive from shallow platforms. These calcarenite layers show gradation, erosive base, lamination, thus represent part of the Bouma cycle. They were deposited by turbiditic currents.

Slump folds occur in each facies associations (Odvas Hill, Gellért Hill, Csillaghegy, etc; Fig. 16.).

The mechanisms of the redepositon necessitates greater disintegration of grains of the soft sediment going upward in the sequence. This disintegration permits longer transport distance toward the basin center, this is why turbiditic calcarenites are more frequent away from the basin edge. All these redeposition features eventually could be induced by simple overloading of the sedimentary pile. However, their abundance rather suggest seismic shocks probably related to active tectonics.

Paleoslopes

Late Eocene palaeomorphology was characterized by narrow plateaus and (50–100 m high) slopes. These slopes were demonstrated in each study area (Budaörs, János Hill, Mátyás Hill, Csillaghegy; Chapters 2.3, 2.4, 2.6, 2.7; Figs. 34, 45, 55). The slopes are controlled by brittle structures namely flanks of synsedimentary anticlines or blind faults.

On the narrow plateaus the sequence is reduced, the basal clastic member is often missing. They were sometimes uplifted and slightly karstified during the Late Eocene. The actual outcrops mainly correspond to the slopes where redeposition is frequent. The “basin plain” was probably situated east of the Danube (Fig. 59). The whole system of antiforms and monocline southeast of the Janos Hill represents one large paleoslope, the Buda slope.

Several observations suggest synsedimentary faulting. The dip degree is generally decreasing upward in the sequence. Similar, small-scale examples are described by BÁLDI et al. (1983) and MAGYARI (1991b) and in this study (Figs. 13, 45, 49, Plate XXI/2). The decrease of dip degree is interpreted as the sign of synsedimentary tilting of the slope or due to the differential uplift on sides of a fault. Due to the tilting and faulting, wedge shape sedimentary bodies were formed along the slope while on the plateaus the thickness remains small (Fig. 49).

Synsedimentary faults occur on the Tündér-szikla on the Mátyás Hill and Csillaghegy (Chapters 2.4, 2.6, 2.7; Figs. 44–45). Along the faults bedding is often dragged to steep position while the bedding planes serve as gliding surfaces for redepositional processes.

At the first stage of the deformation, faults probably reached the surface and influenced directly the deposition of talus cones. Earthquakes triggered rockfalls (Fig. 61a). Due to the gradual subsidence, most of the faults became covered by limestones. However, their continuing activity is suggested by soft-sediment deformation, redeposition (Figs. 61b,c). The propagation of blind reverse faults induced the gradual

heightening of the antiforms. The highest, János Hill antiform remained near the surface of the sea and supplied clastics into the basin (Figs. 61a, 62).

The Buda Marl is more and more argillaceous toward the Tard Clay. This tendency marks the nivellation of the topography. The Tard Clay was deposited on the eastern side of the János Hill anticline while the western side was uplifted (due to tectonics?) and part of the Eocene series was eroded. The eroded material can be represented as the middle, sandy part of the clay and by some conglomerate intercalations (VARGA, 1982; NAGYMAROSY, 1987a). However, the János Hill high could serve as a barrier against sediment transport from the eroded western side. Similar scenario could be envisaged for the late Kiscellian (Fig. 61d). The quartz material of the Hárshegy Sandstone was transported from the NE (BÁLDI and NAGYMAROSY, 1976), along the János Hill antiform. This ridge separated totally the nearshore sandy and bathyal clayey depositional environments NW and SE, respectively.

Interpretation of the Buda line

Investigations of this study clearly demonstrate that the Buda line does not correspond to any surface fault. This conclusion is in good agreement of earlier suggestion of BALLA and DUDKO (1989).

The direction of Middle Eocene–Early Miocene compression is perpendicular to the facies boundaries. Thus any structures, corresponding to the line must be compressional. The extension of both of the Buda Marl and the Hárshegy sandstone correspond fairly well with the crest of the János Hill antiform. Therefore we interpret the crest as the surface expression of the facies boundary. While the antiform is probably underlain by a blind reverse fault, the formation of facies boundaries was connected to reverse faulting and not to strike-slip or normal faulting (FODOR et al., 1992).

While the Cretaceous compression seems to be sub-parallel to the Buda line, it can hardly play important role (as contractional structure) during the Cretaceous.

Role of the structures of the Buda Hills in the Bakony unit

The main structures of the Buda Hills can be followed in the Bakony unit. The Nagykovácsi–Csillaghegy dextral zone continues to the west as far as Tatabánya, along the southern border of the Eocene coal basins of Nagyegyháza and Mány (BALLA and DUDKO, 1989) (Fig. 63). These depressions contain breccia bodies at the base and inside the sedimentary pile. These bodies are thickening northward (FÁY-TÁTRAY, 1984) and can be interpreted as synsedimentary fan-deltas or talus cones.

The Budaörs shear zone can be connected to the tectonic line west of the lake Velence (BALLA and DUDKO, 1989). This line cut through some tectonic remnants of Eocene basins (Balatonbozsok, Úrhida) and is parallel to other dextral faults east of the lake (DUDKO, 1988).

All these latter faults are (sub)parallel to the southeastern border of the Bakony unit. They are connected to the juxtaposition of the North and South Pannonian units (CSONTOS, 1992). The juxtaposition was induced by the escape of the East

Alpine–North Pannonian unit eastward (KÁZMÉR and KOVÁCS, 1985; BALLA, 1985, 1988a).

In our previous study (FODOR et al., 1992) we suggested that the Late Eocene dextral motion along the southeastern border of the Bakony unit indicate a late Paleogene beginning of the escape motion. However, FODOR (in press) demonstrate that sinistral displacement can hardly took place along the northern side of the escaping block. Therefore, the role of the (Middle) Late Eocene dextral motion along the Mid-Hungarian zone (southeastern border of the Bakony unit) has to reconsidered. The numerous dextral faults probably reflect oblique convergence of the Adriatic microplate and Europe and the asymmetric deformation of the intercalated East Alpine-North Pannonian unit.

1. táblázat. A tektonikai mérőhelyek listája

Table 1. List of the tectonic measurements

1	Nagyszénás	FODOR (1989), nem publikált
2	Hosszú-erdő-hegy	BERGERAT (1982), nem publikált
3	Remete-hegy, Budaliget	BERGERAT (1982), nem publikált
4	Fazekas-hegy	FODOR & GYÓRFI, e tanulmány
5	Hárs-hegy	BERGERAT (1982), nem publikált és FODOR (1988)
6	Ferenc-halom	FODOR & GYÓRFI, e tanulmány
7	Alsó-Kecskehegy	BERGERAT (1982), nem publikált
8	Mátyás-hegy	FODOR (1989, 1990) nem publikált
9	Pusztaszeri út	FODOR (1990), nem publikált és e tanulmány
10	József-hegy	FODOR és társai (1992)
11	Martinovics-hegy	BERGERAT (1982), nem publikált és FODOR & FOGARASI, e tanulmány
12a	Gellérthegy	FODOR és BENKOVICS, e tanulmány
12b	Gellérthegy	BALLA & DUDKO (1990)
13	Ördögórom	FODOR & KÁZMÉR (1989)
14	Kőhegy	MAGYARI (1991b) és FODOR (1989), nem publikált
15	Odvas-hegy	MAGYARI (1991b)
16	Út-hegy	BERGERAT (1982), nem publikált
17	Szekrényes	FODOR (1989), nem publikált
18	Budaörs, Kecske-hegy	FODOR (1989), nem publikált és FODOR et al. (1992)
19	János-hegy	MAGYARI, e tanulmány
20	Páty	BERGERAT (1982), nem publikált
21	Sóskút	PALOTÁS (1991)
22	Tök	FODOR & MAGYARI (1989), nem publikált
23	Pilisborosjenő	BERGERAT (1982), nem publikált
24	Üröm, Laposbánya	BERGERAT és társai (1984)
25	Üröm, Kráter-bánya	FODOR, e tanulmány
26	Csillaghegy	FODOR, e tanulmány
27	Péter-hegy	FODOR, e tanulmány
28	Csobánka	BÁLDI & NAGYMAROSY (1976)
29	Üröm, Ezüst-hegy	BÁLDI & NAGYMAROSY (1976)
30	Pesthidegkút, Tök-hegy	BÁLDI & NAGYMAROSY (1976)
31	Pesthidegkút, Vöröskővár	BÁLDI & NAGYMAROSY (1976)
32	Telki, sziklafal	BÁLDI & NAGYMAROSY (1976)

Irodalom – References

- ANDERSON, E. M. (1951): *The Dynamics of Faulting*. Oliver and Boyd, Edinburgh, 206 p.
- ANGELIER, J. (1979): *Néotectonique de l'arc égéen*. – Société Géologique du Nord, Publication 3, Villeneuve d'Ascq.
- ANGELIER, J. (1984): Tectonic analysis of fault data sets. – *Journal of Geophysical Research* 89, 5835–5848, Washington.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. (1977): Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des diédres droits. – *Bulletin de la Société Géologique de France* (7), 19, 1309–1318, Paris.
- ANGELIER, J. & BERGERAT, F. (1983): Systèmes de contrainte et extension intracontinentale. – *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine* 7/1, 137–147, Pau.
- ARTHAUD, F. & MATTAUER, M. (1969): Exemple de stylolite d'origine tectonique dans le Languedoc, leurs relation avec la tectonique cassante. – *Bulletin de la Société Géologique de France* (7), 11, 738–744, Paris.
- BÁLDI T. (1958): Adatok Budafok és Törökbálint környékének rétegtani viszonyaihoz. [Contributions to the stratigraphy of the Budafok–Törökbálint region] – *Földtani Közlöny* 88, 428–436, Budapest. (In Hungarian with English summary).
- BÁLDI T. (1979): Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk kora és képződésük története. [The age and sedimentary environments of Oligocene and Early Miocene formations in Hungary]. Akadémiai doktori értekezés. ELTE Földtani Tanszék, Budapest, 199 p. (In Hungarian)
- BÁLDI T. (1983): Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk [Oligocene and Miocene formations in Hungary]. Akadémiai Kiadó, Budapest, 293 p. (In Hungarian)
- BÁLDI T. (1986): *Mid-Tertiary Stratigraphy and Paleogeographic Evolution of Hungary*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 201 p.
- BÁLDI T. & NAGYMAROSY A. (1976): A Hárshgyi Homokkő kovásodása és annak hidrotermális eredete [Silification of the Hárshgy Sandstone and its hydrothermal origin]. – *Földtani Közlöny* 106/3, 257–275, Budapest (In Hungarian with English summary).
- BÁLDI T. & BÁLDI-BEKE M. (1985): The evolution of the Hungarian Paleogene basins. – *Acta Geologica Hungarica* 28, 5–28, Budapest.
- BÁLDI T. & NAGYNÉ GELLAI Á. (1990): Az esztergomi oligocén medencetöredék süllyedéstörténete [Subsidence history of an Oligocene basin fragment at Esztergom, Hungary]. – *Általános Földtani Szemle* 25, 119–149, Budapest. (In Hungarian with English summary)
- BÁLDI T., BÁLDI-BEKE M., HORVÁTH M., KECSKEMÉTI T., MONOSTORI M. & NAGYMAROSY A. (1976a): A Hárshgyi Homokkő Formáció kora és keletkezési körülményei [Alter und Bildungsverhältnisse des Hárshgyer Sandsteins]. – *Földtani Közlöny* 106/4, 353–386, Budapest (In Hungarian with German summary).
- BÁLDI T., HORVÁTH M. & NAGYMAROSY A. (1976b): Jelentés az 1975–76. évi oligocén formációkutatásokról [Report on research of Oligocene formations in 1975–76.]. Kézirat (Manuscript), ELTE Földtani Tanszék könyvtára. (In Hungarian)
- BÁLDI T., HORVÁTH M. & NAGYMAROSY A. (1978): Jelentés a Metró Élmunkás tér–Vörösvári út közötti szakaszának biosztratigráfiai alapkutatásáról [Report on biostratigraphic investigations at planned underground between Élmunkás square and Vörösvár road]. – Kézirat (Manuscript), ELTE Földtani Tanszék könyvtára. (In Hungarian)
- BÁLDI T., HORVÁTH M., KÁZMÉR M., MONOSTORI M., NAGYMAROSY A. & VARGA P. (1983): The Terminal Eocen Events. Field Guide to Late Eocene (Priabonian) Early Oligocene (Kiscellian) Profiles of Hungary. Visegrád Meeting, Department of Geology, Eötvös University, 75 pp., Budapest.
- BÁLDI T., HORVÁTH M., NAGYMAROSY A. & VARGA P. (1984): The Eocene-Oligocene boundary in Hungary. The Kiscellian Stage. – *Acta Geologica Hungarica* 27, 41–65, Budapest.
- BÁLDI-BEKE M. (1972): The nannoplankton of the Upper Eocene bryozoan and Buda marls. – *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* 16, 211–228, Budapest.
- BÁLDI-BEKE M. (1984): A dunántúli képződmények nannoplanktonja [The nannoplankton of the Transdanubian Palaeogene formations]. – *Geologica Hungarica, series Palaeontologica* 43, 1–307. Budapest, (In English 153–215).

- BALLA Z. (1985): The Carpathian loop and the Pannonian Basin: a kinematic analysis. – *Geophysical Transactions* 30/4, 313–353, Budapest.
- BALLA Z. (1988a): Clockwise paleomagnetic rotations in the Alps in the light of the structural pattern of the Transdanubian Range (Hungary). – *Tectonophysics* 145, 277–292, Amsterdam.
- BALLA Z. (1988b): On the origin of the structural pattern of Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* 31, 53–63, Budapest.
- BALLA Z. (1989): A diósjenői diszlokációs öv újraértékelése [Reinterpretation of Diósjenő Belt]. – *A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Évi Jelentése 1987-ről*, 45–57, Budapest. (In Hungarian)
- BALLA Z. & DUDKO A. (1989): Large-scale Tertiary strike-slip displacements recorded in the structure of the Transdanubian Range. – *Geophysical Transactions* 35/1–2, 3–63, Budapest.
- BALLA Z. & DUDKO A. (1990): Folded Oligocene beds in Budapest. – *Acta Geologica Hungarica* 33, 31–42, Budapest.
- BALLA Z., REDLER-TÁTRAI M. & DUDKO A. (1987): A Közép-Dunántúl fiatal tektonikája földtani és geofizikai adatok alapján [Young tectonics of Middle-Transdanubia on basis of geological and geophysical data]. – *A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Évi Jelentése 1986-ról*, 74–94, Budapest. (In Hungarian)
- BARTHA A. (1992): Upper Eocene Echinoidea from Buda Hills, Hungary. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis, Sectio Geologica* 29, 189–217, Budapest.
- BERGERAT, F., GEYSSANT, J. & KÁZMÉR M. (1983): Une tectonique synsédimentaire originale du Miocène moyen des environs de Budapest, marqueur de l'extension du Bassin Pannonien. – *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Sér. II*, 296, 1275–1278, Paris.
- BERGERAT, F., GEYSSANT, J. & LEPVRIER, C. (1984): Etude de la fracturation dans le bassin pannonien: mécanismes et étapes de sa création. – *Annales Société Géologique du Nord* 103, 265–272, Villeneuve d'Ascq.
- BODA J. & MONOSTORI M. (1972): Adatok a budai márga képződési körülményeihez [Contributions to the Formation of the „Buda Marls” – Paleogene]. – *Őslénytani Viták* 20, 63–70, Budapest (In Hungarian with English summary).
- BODÓ K. (1992): Study of Late Eocene Bivalves from Buda Hills. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis, Sectio Geologica* 29, 217–237, Budapest.
- BOUMA, A. H. (1962): *Sedimentology of Some Flysch Deposits*. Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- BUTLER, R. W. H. (1982): The terminology of structures in thrust belts. – *Journal of Structural Geology* 4, 239–245, Oxford.
- COLETTA, B. & ANGELIER, B. (1983): Tectonique cassante du nord-ouest mexicain et ouverture du Golfe du Californie. – *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine* 7/1, 433–441, Pau.
- CONIGLIO, M. & JAMES, N. P. (1990): Origin of fine grained carbonate and siliciclastic sediments in an Early Paleozoic slope sequence, Cow Head Group, western Newfoundland. – *Sedimentology* 37, 215–230, Oxford.
- COOK, H. E., FIELD, M. E. & GARDNER, I. V. (1982): Characteristics of sediments on modern and ancient continental slopes. *In*: SCHOLLE, P. A. & SPEARING, D. (eds.): *Sandstone Depositional Environments*. – American Association of Petroleum Geologists, Memoir 31, 329–364, Tulsa.
- COWARD, M. P. & GIBBS, A. D. (1986): *Structural interpretation with emphasis on extensional tectonics*. – Joint Ass. Petr. Expl. Courses Notes 49, 362 p.
- CSONTOS L., NAGYMAROSY A., HORVÁTH F. & KOVÁČ, M. (1992): Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. – *Tectonophysics* 208, 221–241, Amsterdam.
- CSONTOS L., TARI G., BERGERAT F. & FODOR L. (1991): Structural evolution of the Carpatho-Pannonian area during the Neogene. – *Tectonophysics*, 199, 73–91.
- DUDICS V. & NÁDOR A. (1986): Budaörs – Terepgyakorlati jelentés (Report on field work), ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék, 24p.
- DUDKO A. (1988): A Balatonfő-velencei terület szerkezetalakulása [Tectonics of the Balatonfő-Velence area – Hungary]. – *Földtani Közlöny* 118, 207–218, Budapest (In Hungarian with English summary).
- DUDKO A. (1991): A Balatonfelvidék szerkezeti elemei [Structural elements of Balaton Highlands]. – *Kirándulásvezető (Field Guide)*. A MÁFI kiadványa, 61 p, Budapest.
- DUNHAM, R. J. (1962): Classification of carbonate rocks according to the depositional texture. *In*: HAM, W. E. (ed.): *Classification of Carbonate rocks*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1, 108–121, Tulsa.

- FÁY-TÁTRAY M. (1984): Contribution to the lithology of the reworked clastic dolomite complex of the Southern Gerecse forelands (Transdanubia, Hungary). – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis, Sectio Geologica* 24, 151–166, Budapest.
- FEKETE Z. (1935): Adatok a hárshegyi homokkő geológiájához. [Beiträge zur Geologie des oligozänen Sandsteins der Umgebung von Budapest]. – *Földtani Közlöny* 65, 126–150, Budapest (In Hungarian with German summary).
- FERENCZI I. (1925): Adatok a Buda-Kovácsi hegység geológiájához. [Daten zur Geologie des Buda-Kovácsier Gebirges]. – *Földtani Közlöny* 55, 196–211, Budapest (In German 349–366).
- FODOR L. (1988): Mikrotektonikai vizsgálati és paleofeszültség-számítási módszerek és azok magyarországi terciér képződményeken való alkalmazásának kritikai áttekintése [A critical view of methods of microtectonic investigations and stress modelling and their application to Tertiary beds in Hungary]. – Kézirat (Manuscript), ELTE Általános és Történelmi Földtani Tanszék, 60 p. (In Hungarian)
- FODOR L. (1991): Evolution tectonique et paléo-champs de contrainte oligocène à quaternaire dans la zone de transition des Alpes Orientales-Carpathes Occidentales: Formation et développement des bassins de Vienne et Nord-Pannoniens. – Doktori disszertáció (Thèse de Doctorat), Université P. et M. Curie, Paris, 215 p.
- FODOR L. & KÁZMÉR M. (1989): Clastic and carbonate sedimentation in an Eocene strike-slip basin at Budapest. *In: CSÁSZÁR, G. (Ed.): 10th IAS Regional Meeting, Excursion Guidebook, Hungarian Geological Institute, Budapest, 227–259.*
- FODOR L., SZTANÓ O. & VARGA P. (1990): Lejtőcsuszamlásos formák a gerecsei felső-eocén Piszkei Márgában [Slope-controlled sedimentary forms in Upper Eocene Piszke Marl in Gerecse Hills]. – Kézirat (Manuscript), Budapest, ELTE Ált. Tört. Földtani Tanszék, 14 p. (In Hungarian)
- FODOR L., LEÉL-ÓSSY SZ. & TARI G. (1991a): En echelon fractures in a dextral shear zone: Tectonic heritage for a hydrothermal cave (Budapest, Hungary). – *Terra Nova* 4, 165–170, Oxford.
- FODOR L., MAGYARI A. & FOGARASI A. (1991b): Buda Mountains: Eocene Tectonics and Sedimentology. *In: TÖRÖK Á. (Ed.): Excursion Guidebook of the 1st International Meeting of Young Geologists, Budapest, 141–162.*
- FODOR L., NAGYMAROSY A., FOGARASI A., MAGYARI Á., PALOTÁS K. & GATTER I. (1991c): A Budai szerkezeti öv földtani-tektonikai kutatása. – KK Jelentés, ELTE Ált. és Tört. Földtani TSz.
- FODOR L., MAGYARI Á., KÁZMÉR M. & FOGARASI A. (1992): Gravity-flow dominated sedimentation on the Buda paleoslope (Hungary) Record of Late Eocene continental escape of the Bakony unit. – *Geologische Rundschau* 81/3, 695–716, Stuttgart.
- FODOR L., MARKO F. et NEMČOK M. (1990): Evolution microtectonique et paleo-champs de contraintes du Bassin de Vienne. – *Geodynamica Acta*, 4/3, 147–158.
- FOGARASI A. (1991): Evidence for carbonate slope environment during Late Eocene time in Budapest, Hungary. – European Union of Geosciences VI Meeting, Strasbourg. – *Terra Abstracts* 3, 346.
- FÖLDVÁRI A. (1933): Új feltárások a Sashegy északkeleti oldalán [Über neuere Aufschlüsse am NO-Abhang des Sashegy in Budapest]. – *Földtani Közlöny* 63/7–12, 221–233, Budapest. (In Hungarian)
- FOLK, R. L. (1962): Spectral subdivision of limestone types. *In: HAM, W. E. (Ed.): Classification of Carbonate Rocks. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1, 62–84, Tulsa.*
- GATTER I. & MOLNÁR F. (1990): Börzsönyi, budai és telkibányai érces zónák ásványainak fluidzárvány-vizsgálata [Investigations on fluid inclusions of ore-bearing zones in Börzsöny and Buda Hills and near Telkibánya]. *In: DÓDONY I., GATTER I. & MOLNÁR F.: Börzsönyi, budai és telkibányai érces zónák ásványainak kristályszerkezeti és fluidzárvány-vizsgálata. KK Jelentés, ELTE Ásványtani Tanszék, 35 p. (In Hungarian)*
- GAUDEMER, Y. & TAPPONNIER, P. (1987): Ductile and brittle deformations in the northern Snake Range, Nevada. – *Journal of Structural Geology* 9, 159–180, Oxford.
- GELLAI Á. (1957): A budavidéki oligocén üledékföldtani vizsgálata [Sedimentological investigations of Oligocene beds near Budapest]. – Szakdolgozat, ELTE Földtani Tanszék. (In Hungarian)
- GERNER P. (1992): Recens kőzetfeszültség a Dunántúlon [Recent stress-field in Transdanubia - Western Hungary]. – *Földtani Közlöny* 122/1, 89–105, Budapest (In Hungarian with English summary).
- GIDAI L. (1971): A Vértes-Gerecse és a Buda-Pilis hegységek közötti infraoligocén (Teleghdi Róth) küszöb [Le seuil infraoligocène de Telegdi Roth, situé entre les montagnes de Vértes-Gerecse et de Buda-Pilis]. – A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1969-ről, 115–121 (In Hungarian with French summary).
- HABLY L. (1979): Some data to the Oligocene flora of the Kiscellien Tard Clay, Hungary. – *Annales Historico-naturales Musei Nationalis Hungarici* 71, 33–53, Budapest.

- HABLY L. (1989): Oligocén (kiscellien) makroflóra az óbudai II-jelű fúrásokból [Oligocene–Kiscellien flora of Óbuda II. drillholes]. – *Őslénytani Viták* 25, 155–164, Budapest. (In Hungarian)
- HANMER, S. & PASSCHIER, C.W. (1991): Shear-sense indicators: a review. – *Canadian Geological Survey Paper xxx* 91 p.
- HARDING, T. P. (1973): Newport-Inglewood Trend, California – An Example of Wrenching Style of Deformation. – *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 57, 97–116, Tulsa.
- HARDING, T. P. (1974): Petroleum traps associated with wrench faults. – *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 58, 1290–1304, Tulsa.
- HARDING, T. P. (1985): Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures and positive structural inversion. – *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 69, 582–600, Tulsa.
- HARLAND, W. B. (1971): Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen. – *Geological Magazine* 108, 27–42, London.
- HOFMANN K. (1871): A Buda-Kovácsi hegység földtani viszonyai [[The geology of Buda-Kovácsi Hills]. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 1, 199–273, Pest. (In Hungarian)
- HENLEG, R. W. & ELLIS, N. J. (1983): Geothermal systems, ancient and modern: a geochemical review. – *Earth Science Reviews* 19, 1–50.
- HOOCKE, R. L. B. (1972): Geomorphic evidence for Late-Wisconsin and Holocene tectonic deformation, Death Valley, California. – *Bulletin of the Geological Society of America* 83, 2073–2098, Boulder.
- HORUSITZKY F. (1943): A Budai-hegység hegyszerkezetének nagy egységei [Tectonic units of Buda Hills]. – *Beszámoló a Magyar Kir. Földtani Intézet Vitaüléseinek Munkálatairól* 5, 238–251. (In Hungarian)
- HORUSITZKY F. (1961): Magyarország triász képződményei a nagyszerkezet tükrében [Triassic deposits in Hungary in the framework of tectonics]. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 49, 267–278. (In Hungarian)
- HORUSITZKY H. (1933): Budapest székesfőváros geológiai viszonyairól [Die geologischen Verhältnisse der Haupt- und Residenzstadt Budapest] – *Földtani Közlöny* 63, 117–153, Budapest (In Hungarian with German summary).
- HORUSITZKY H. (1939): Budapest dunajobbparti részének (Budának) hidrogeológiája – *Hidrológiai Közlöny* 18 (1938), 404 p.
- HORVÁTH F. & TARI G. (1987): Middle Triassic volcanism in the Buda Mountains. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis, Sectio Geologica* 27, 3–16, Budapest.
- JASKÓ S. (1933): Adatok a Pálvölgy környékének tektonikájához [Daten zur Kenntnis der tektonischen Verhältnisse des Pálvölgy – Paul-tal –, Budapest]. – *Földtani Közlöny* 63/7–12, 224–225, Budapest. (In Hungarian)
- JASKÓ S. (1948): A Mátyás-hegyi barlang [The cave at Mátyás Hill]. – *Beszámoló a Magyarhoni Földtani Társulat Vitaüléseiről* 1943/3, 133–144. (In Hungarian)
- JASKÓ S. (1979): Az infraoligocén denudáció nyomai a Budai-hegységben [Spuren infraoligozäner Denudation im Budaer Gebirge] – *Földtani Közlöny* 109, 199–210, Budapest (In Hungarian with German summary).
- KÁZMÉR M. (1985a): Microfacies pattern of the Upper Eocene limestones at Budapest, Hungary. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis, Sectio Geologica* 25, 139–152, Budapest.
- KÁZMÉR M. (1985b): Folyamatos és hézagos felsőeocén rétegsorok tektonikai jelentősége a Budai-hegységben [Continuous and discontinuous Upper Eocene sequences in the Buda Mts. – Hungary – and their tectonic implications] – *Őslénytani Viták*, 31. 65–69, Budapest (In Hungarian with English summary).
- 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, Budapest.
- KECSKEMÉTI T. (1989): Bathymetric significance of Recent larger foraminifera: an example of application to the Eocene of Hungary. – *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica* 14, 73–82, Budapest.
- KECSKEMÉTI T. & VARGA P. (1985): Adatok az eocén/oligocén határkérdéshez újabb magyarországi szelvényekben, nagyforaminiferák alapján [Contribution au problème de la limite Éocène/Oligocène sur la base des grands Foraminifères étudiés dans de nouvelles coupes]. – *Földtani Közlöny* 115, 233–247, Budapest (In Hungarian with French summary).
- KOCYIGIT, A. (1990): Stratigraphy and nature of the northern margin of the Karabük–Safranbolu Tertiary basin. – *Bulletin of the Geological Society of Turkey* 30/1, 61–70, Ankara.
- KORPÁS L. (1981): A Dunántúli-középhegység oligocén-alsómiocén képződményei [Oligocene–Lower Miocene formations of the Transdanubial Central Mountains in Hungary]. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 64, 140 pp, Budapest (In English 83–126).

- KOZUR, H. & MOCK, R. (1991): New Middle Carnian and Rhaetian Conodonts from Hungary and the Alps. Stratigraphic importance and tectonic implications for the Buda Mountains and adjacent areas. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 134, 271–297, Wien.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., HAAS J. & KOVÁCS S. (1991): Karnische Ostracoden und Conodonten der Bohrung Zsámbék-14 im Transdanubischen Mittelgebirge (Ungarn). *In: LOBITZEER, H. & CSÁSZÁR G. (szerk); Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn*, pp. 193–219, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- LOHEST, M. (1909): De l'origin des veines et des géodes des terrains primaires de Belgique. – *Annales de la Société Géologique de Belge* 36b, 275–282, Liège.
- LOWE, D. R. (1982): Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. – *Journal of Sedimentary Petrology* 52, 279–297, Tulsa.
- LÓRENTHEY J. (1907): Vannak-e juraidőszaki rétegek Budapesten? [Are there Jurassic beds near Budapest?] – *Földtani Közlöny* 37/9–11, 359–368, Budapest. (In Hungarian)
- LÓRENTHEY J. (1911): Újabb adatok Budapest környéke harmadidőszaki üledékeinek geológiájához [Contributions to the Tertiary geology of the surroundings of Budapest]. – *Mathematikai és Természettudományi Értesítő* 29/1, Budapest. (In Hungarian)
- LÓRENTHEY J. & BEURLIN, K. (1929): Die fossilen Decapoden der Länder der Ungarischen Krone. – *Geologica Hungarica*, series Palaeontologica 3, 420 p., Budapest.
- MAGYARI Á. (1991a): Late Eocene sedimentation and tectonics in Odvas Hill, Budapest, Hungary. – *European Union of Geosciences VI Meeting, Strasbourg. Terra Abstracts* 3, 250.
- MAGYARI Á. (1991b): Késő-eocén üledékképződés és tektonika kapcsolata a Budaörsi-hegyekben. [Relations between Late Eocene tectonics and sedimentation in the Budaörs Hills]. – M.Sc. Thesis, Department of Geology, Eötvös University, Budapest, 95 p. (In Hungarian)
- MALAVIEILLE, J. & LACASSIN, R. (1988): 'Bone-shaped' boudins in progressive shearing. – *Journal of Structural Geology* 10, 335–345, Oxford.
- MANDL, G. (1987): *Mechanics of Tectonic Faulting. Models and Basic Concepts.* – *Developments in Structural Geology* 1. Elsevier, Amsterdam.
- MÁRTON E. & FODOR, L. (sajtó alatt): Combination of paleomagnetic and stress data — a case study from North Hungary. – *Tectonophysics*
- MITCHELL, A. H. G. & READING H. G. (1986): Sedimentation and tectonics *In: READING, H. G. (ed.): Sedimentary Environments and Facies.* Blackwell, London, 471–524.
- MONOSTORI M. (1965): Paläoökologische und Faziesuntersuchungen an den Obereozän-Schichten in der Umgebung von Budapest. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis, Sectio Geologica* 8, 139–149, Budapest.
- MONOSTORI M. (1987): Terminal Eocene and Early Oligocene events in Hungary: changes of ostracod assemblages. – *Acta Geologica Hungarica* 30, 99–110, Budapest.
- MONTENAT, Ch. (ed.) (1990): Les Bassins néogènes du domaine bétique oriental (Espagne). Tectonique et sédimentation dans un couloir de décrochement. – *Documents et Travaux de l'Institut Géologique Albert de Lapparent, Paris*, 12–13, 392 p.
- MONTENAT, Ch., D'ESTEVOU, P. O. & MASSE, P. (1987): Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogene Basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE-Spain). – *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine* 11, 1–22, Pau.
- NÁDOR A. (1992): A Budai-hegység paleokarszt-jelenségei és fejlődéstörténetük [Phenomenon and development of the palaeokarst of Buda Hills]. – *Doktori értekezés. ELTE Általános és Történelmi Földtan Tanszék, Budapest*, 178 p. (In Hungarian)
- NAGYMAROSY A. (1974): Az észak-budai kiscelli agyag közetrétegtani és fáciestani feldolgozása [Lithostratigraphy and faciology of Kiscell Clay in North Buda]. – *Szakdolgozat, ELTE Földtani Tanszék.* (In Hungarian)
- NAGYMAROSY A. (1987a): Magyarország geológiai alapszelvényei, Budai-hegység, Budapest, Róka hegy, Ibolya utcai kőfejtő [Geological key profiles in Hungary, Buda Hills, Budapest, Róka Hill, quarry at Ibolya street]. *Magyar Állami Földtani Intézet* (In Hungarian)
- NAGYMAROSY A. (1987b): Magyarország geológiai alapszelvényei, Budai-hegység, Budapest, Pusztaszeri út, útbevágás [Geological key profiles in Hungary, Buda Hills, Budapest, Pusztaszer Road, road cut]. – *Magyar Állami Földtani Intézet* (In Hungarian)
- NAGYMAROSY A. (1990): Paleogeographical and paleotectonical outlines of some Intracarpethian Paleogene basins. – *Geologický zborník-Geologica Carpathica* 41/3, 259–274, Bratislava.

- NAGYMAROSY A. & BÁLDI-BEKE M. (1988): The position of the Paleogene formations of Hungary in the standard nannoplankton zonation. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis, Sectio Geologica* 28, 1–25, Budapest.
- NAGYMAROSY A., FODOR L. & MAGYARI A. (1991): Eocene-Oligocene Stratigraphy, Tectonics and Sedimentology of Buda Mountains. – Field Trip of the Meeting on „Origin of Sedimentary Basins,” International Lithosphere Program, Mátraháza, Hungary, (Department of Geophysics, Eötvös University) 4–28, Budapest.
- NEMEC W. & STEEL R.J. (1984): Alluvial and coastal conglomerate: their significant features and some comments on gravelly mass flow deposits. – *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir* 10, 1–31.
- NICHOLSON, C., SEEBER, L., WILLIAMS, P. & SYKES, L. R. (1986). – Seismic evidence for conjugate slip and block rotation within the San Andreas fault system, southern California. – *Tectonics* 5, 629–648.
- NICOLAS, A. (1984): *Principles de tectonique*. Masson, Paris, 196 p.
- NUR, A. & RON, H. (1987): Block rotation, fault domains and crustal deformation. – *Annales Tectonicae*, 1/1, 40–47.
- PALOTÁS K. (1991): A Tétényi-fennsík szedimentológiája és tektonikája a szarmatában [Sedimentology and tectonics of the Tétény Plateau in the Sarmatian]. – Szakdolgozat, ELTE, Általános és Történeti Földtani Tanszék, Budapest, 100 p. (In Hungarian)
- PÁVAI-VAJNA F. (1934): Új kőzetelőfordulások a Gellérthegyen és új szerkezeti formák a Budai hegyekben [Neue Gesteins-Vorkommen am Gellért-Berg und neue tektonische Formen im Budaer Gebirge]. – *Földtani Közlöny* 64/1–3, 1–11, Budapest (In Hungarian with German summary).
- PÉCSI M., SCHEUER GY., SCHWEITZER F., HAHN Gy. & PEVZNER M. A. (1985): Neogene–Quaternary geomorphological surfaces in the Hungarian Mts. *In: KRETZOI M. & PÉCSI M. (eds.): Problem of the Neogene and Quaternary*. Akadémiai Kiadó, pp. 51–63, Budapest.
- PETIT, J. P. (1987): Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. – *Journal of Structural Geology* 9, 597–608, Oxford.
- PLATT, J. P. & VISSERS, R. L. M. (1980): Extensional structures in anisotropic rocks. – *Journal of Structural Geology* 2, 397–410, Oxford.
- POSTMA, G. (1983): Sedimentology of a shallow marine mass flow dominated fan-delta (Abrioja Formation, Pliocene, SE Spain). *In: POSTMA, G. (ed.): Sedimentology of „en-masse” transported sands and gravels in shallow marine and lacustrine environments*. – *GUA Papers of Geology ser 1.*, 17, 26–80, Utrecht.
- RAMBERG, H. (1955): Natural and experimental boudinage and pinch-and-swell structures. – *Journal of Geology* 63, 512–526, Chicago.
- RAMSAY, J. G. & HUBERT, M. I. (1987): *The Techniques of Modern Structural Geology*. Academic Press, London, 700 p.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCHMID, S.M. & NEUGEBAUER, J. (1989): Extension in compressional orogenic belts: The Eastern Alps. – *Geology* 17, 404–407.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W. & LINZER, H. (1991): Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 2. Structural analysis. – *Tectonics* 10/2, 257–271.
- READING, H. G. (1980): Characteristics and recognition of strike-slip fault systems. *In: BALLANCE, P. F. & READING, H. G. (Eds.): Sedimentation in Oblique-slip Mobile Zones*. – Special Publication, International Association of Sedimentologists 4, 7–26, Oxford.
- READING, H. G. (1991): The classification of deep-sea depositional systems by sediment calibre and feeder system. – *Journal of the Geological Society* 148, 427–430, London.
- ROYDEN, L. H. & BÁLDI T. (1988): Early Cenozoic Tectonics and Paleogeography of the Pannonian and Surrounding Regions. *In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH F. (eds.): The Pannonian Basin. A Study in Basin Evolution*. – American Association of Petroleum Geologists, Memoir 45, 1–16, Tulsa, Budapest.
- ROZLOZSNIK P. (1935): Adatok a Buda–Kovácsi hegység óharmadkori rétegeinek ismeretéhez [Beiträge zur Kenntnis des Paläogens des Buda–Kovácsier Gebirges]. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1925–28-ról*, 65–86, Budapest (In Hungarian with German summary).
- SANDERSON, D. J. & MARCHINI W. R. D. (1984): Transpression. – *Journal of Structural Geology* 6, 449–458, Oxford.
- SCHAFARZIK F. (1921): A Szt. Gellérthegy geológiai viszonyairól [On the geology of Szt. Gellért Hill]. – *Földtani Közlöny* 50, 41–42, Budapest. (In Hungarian)
- SCHAFARZIK F. & VENDL A. (1929): Geológiai kirándulások Budapest környékén [Geological excursions near Budapest]. Stádium Sajtóvállalat Rt., Budapest, 343 p. (In Hungarian)

- SCHERF E. (1922): Hévíforrások okozta kőzetelváltozások (hidrotermális kőzetmetamorfózis) a Buda–Pilisi hegységben [Hydrothermal metamorphosis in Buda–Pilis Mts.]. – *Hidrológiai Közlöny* 2, 19–88, Budapest. (In Hungarian)
- SCHEUER GY. (1984): Atektonikus deformációs és törési szerkezetek a gerecsei és a budai-hegységi édesvízi mészkövekben [Atektonische Deformations- und Bruchstrukturen in den Süßwasserkalken des Gerecse- und Budaer Gebirges]. – *Földtani Közlöny* 114, 101–108, Budapest (In Hungarian with German summary).
- SCHRÉTER Z., SZÓTS E., HORUSITZKY F. & MAURITZ B. (1958): Budapest és környékének geológiája [Geology of Budapest and its surroundings]. *In*: PÉCSI, M. (ed.): Budapest természeti képe, 35–145, Akadémiai kiadó, Budapest. (In Hungarian)
- SHULTZ A.W. (1984): Subareal debris-flow deposition in the Upper Paleozoic Cutler Formation, Western Colorado – *Journal of Sedimentary Petrology* 54/3, 759–772.
- SMITH, R. B. (1975): Unified theory of the onset of folding, boudinage, and mullion structure. – *Bulletin of the Geological Society of America* 86, 1601–1609, Boulder.
- SOMLAI F. (1956): Békásmegyer és környéke földtani és vízföldtani viszonyainak rövid ismertetése [Geology and hydrogeology of Békásmegyer area]. – Szakdolgozat, ELTE Földtani Tanszék. (In Hungarian)
- STEEL, R. J. & GLOPPEN, T. G. (1980): Late Caledonian (Devonian) basin formation, Western Norway: signs of strike slip tectonics during infilling. *In*: BALLANCE, P. F. & READING, H. G. (Eds.): Sedimentation in Oblique-slip Mobile Zones. – Special Publication, International Association of Sedimentologists 4, 79–103, Oxford.
- STOW, D. A. V. (1978): Deep clastic seas. *In*: READING, H. G. (Ed.): Sedimentary Environments and Facies, Blackwell, London, 1985, 399–445.
- STOW D.A.(1986): Deep Clastic Seas. *In*: READING H.G. (ed.): Sedimentary Enviroments and Facies 2nd edition 399–444.
- SUPPE, J. (1983): Geometry and kinematics of fault-bend folding. – *American Journal of Science* 283, 684–721, New Heaven.
- SYLVESTER, A. G. & SMITH, R. R. (1976): Tectonic transpression and basement-controlled deformation in San Andreas Fault Zone, Salton Trough, California. – *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 60, 2081–2102, Tulsa.
- TARI G. (1992): Neogene transpression in the Northern Thrust Zone, Mecsek Mts., Hungary. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis, Sectio Geologica* 29, 165–188, Budapest.
- TELEGDI ROTH K. (1923): Paleogén képződmények elterjedése a Dunántúli középhegység északi részében [The distribution of Palaeogene beds in the northern part of the Transdanubian Central Range]. – *Földtani Közlöny* 53, 5–14, Budapest. (In Hungarian)
- VARGA P. (1982): A tardi agyag alsó tengeri szintjének kora, allodapikus mészkőbetelepülések alapján [The lower marine member of the Tard Clay: Its age on the faunal evidence of allodapic limestone beds]. – *Földtani Közlöny* 112, 177–184, Budapest (In Hungarian with English summary).
- VARGA P. (1985): Mészturbidites betelepülések a budai márgában és a tardi agyagban [Turbiditic limestone intercalations of the Buda Marl and Tard Clay]. – *Őslénytani Viták* 31, 93–99, Budapest (In Hungarian with English summary).
- VIGH G. (1934): Neuere Triasfunde im Ungarischen Mittelgebirge. – *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 72, 33–45.
- VIGH GY. & HORUSITZKY F. (1940): Karszthidrológiai és hegyszerkezeti megfigyelések a Budai-hegységben [Karsthydrologische und tektonische beobachtungen im Budaer-Gebirge]. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1933–35-ről* 4, 1413–1440, Budapest (In Hungarian with German summary).
- WALDRON, J. W. F., TURNER, D. & STEVENS, K. M. (1988): Stratal disruption and development of melange, Western Newfoundland: effect of high fluid pressure in an accretionary terrain during ophiolite emplacement. – *Journal of Structural Geology* 10, 861–873, Oxford.
- WALKER, R. G. (1975): Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. – *Bulletin of the Geological Society of America* 86, 737–774, Tulsa.
- WALKER, R. G. (1984): Turbidites and associated coarse clastic deposits. *In*: WALKER, R. G. (ed.): Facies Models. 2nd. edition. Geoscience Canada Reprint Series, 171–188.
- WEILER W. (1933): Neue Untersuchungen an Mitteloligozänen Fischen Ungarns [Két magyarországi oligocén korú halfauna]. – *Geologica Hungarica, series Palaeontologica* 15, 30 p., Budapest.
- WEIN Gy. (1972): A Budai-hegység földtani térképe [Geological map of Buda Hills]. – Kézirat (Manuscript), A Magyar Állami Földtani Intézet, Adattár. (In Hungarian)

- WEIN Gy. (1977a): A Budai-hegység tektonikája [Tectonics of Buda Hills]. – A Magyar Állami Földtani Intézet, 76 pp, 4 színes térkép. (In Hungarian)
- WEIN GY. (1977b): A Budai-hegység szerkezete [Tectonics of the Buda Mountains] – Földtani Közlöny 107, 329–347, Budapest (In Hungarian with English summary).
- WERNICKE, B. & BURCHFIEL, B. C. (1982): Modes of extensional tectonics. – *Journal of Structural Geology* 4/2, 105–116, Oxford.
- WILCOX, R. E., HARDING, T. P. & SEELY, D. R. (1973): Basic wrench tectonics. – *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 57, 74–96, Tulsa.
- WOODCOCK, N. H. & FISCHER, M. (1986): Strike-slip duplexes. – *Journal of Structural Geology* 8, 725–735, Oxford.
- ZOBACK, M. L., ZOBACK, M. D., ADAMS, J., ASSUMPCAO, M., BELL, S., BERGMAN, E. A., BLÜMING, P., DENHAM, D., DING, J., FUCHS, K., GREGERSEN, S., GUPTA, H. K., JACOB, K., KNOLL, P., MAGEE, M., MERCIER, J. L., MÜLLER, B. C., PAQUIN, C., RAJENDRAN, K., STEPHANSSON, O., SUTER, M., UDIAS, A. & XU, Z. H. (1989): Global patterns of tectonic stress. – *Nature* 341, 291–298, London.

I. tábla – *Plate I*

2.1. Egy tipikus felső-eocén rétegsor a Martinovics-hegyen.

FOGARASI Attila

pp. 142–149

I/1. tábla. Az A1 alfácies vékonycsiszolatos képe (10×). Jól látszik a vörösalga törmelék (Martinovics-hegy, Budapest).

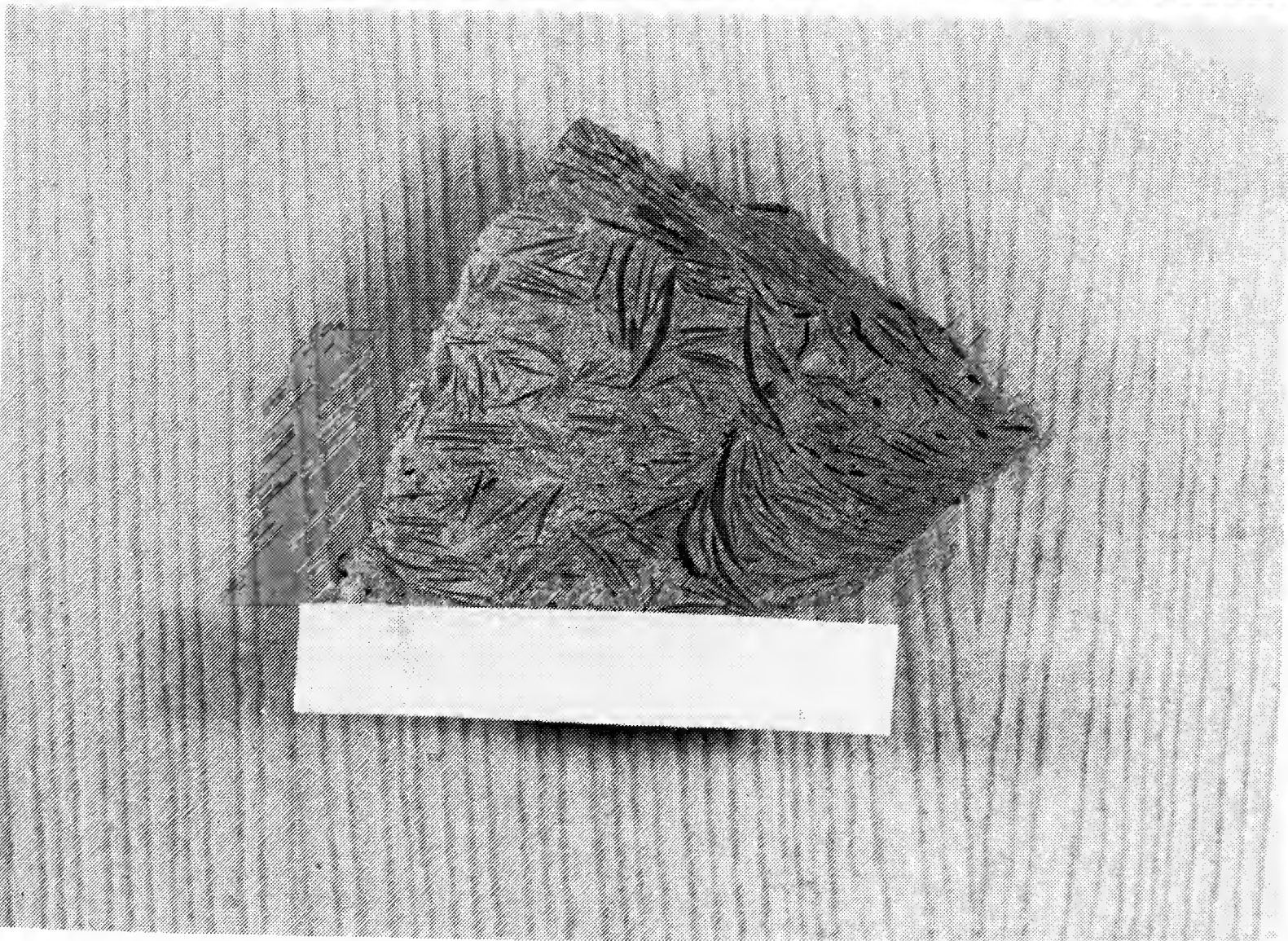
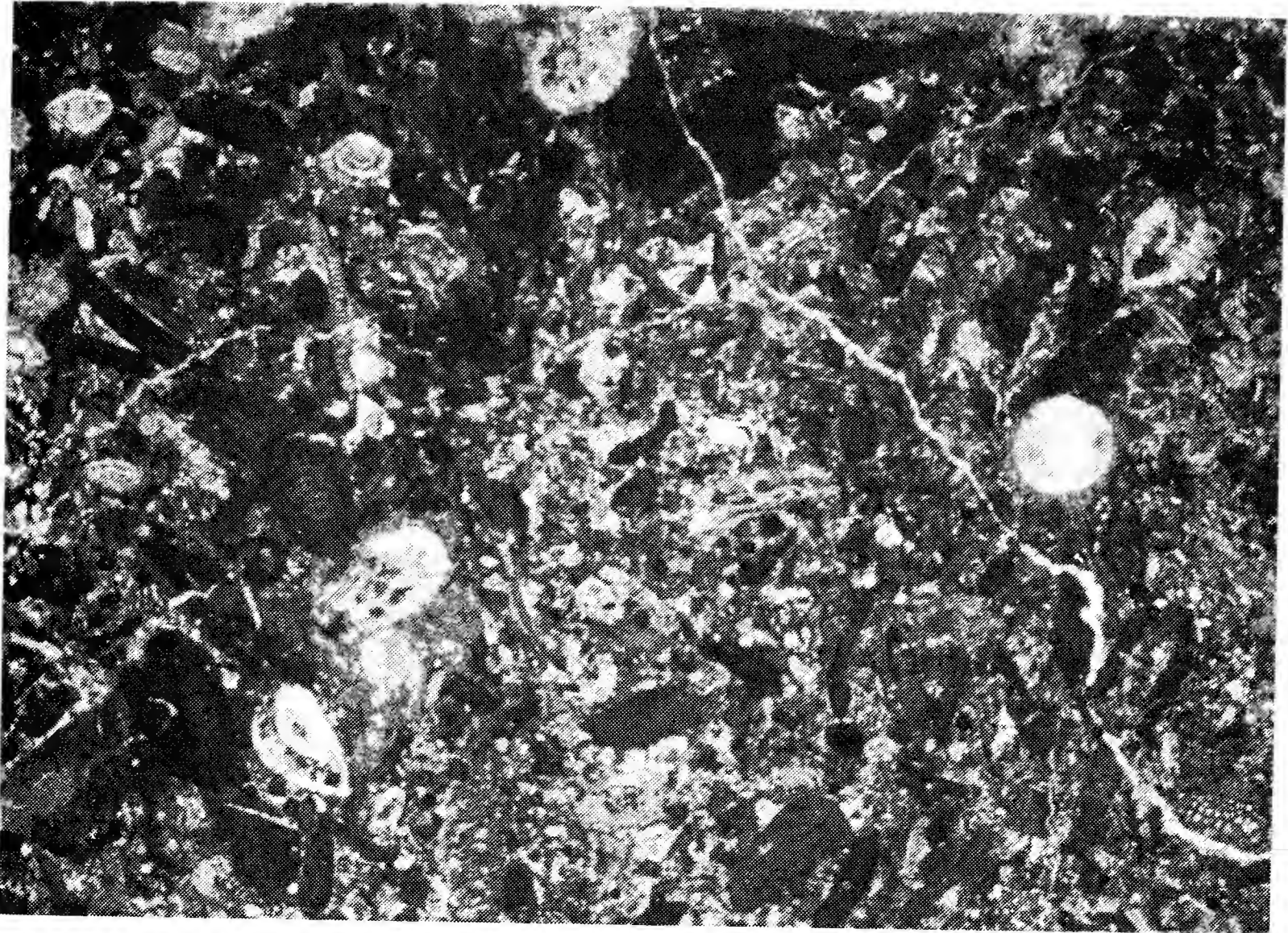
Plate I/1. Thin section of the A1 subfacies (10× magnification). Note the well observable red-algae debris (Martinovics Hill, Budapest).

I/2. tábla. Az A2 alfácies felületi csiszolata. A Discocyclinák rendezetlen helyzetűek. Gyakran megfigyelhető azonban bizonyos rendezettség, amelyet kapcsolatba lehet hozni a mészkő lencsés jellegével (Martinovics-hegy, Budapest).

Plate I/2. Polished surface of the A2 subfacies. Note the disorganized Discocyclinas. However, their organization is often recognizable connected with the lenticular pattern of the limestone (Martinovics Hill, Budapest).

I. tábla

Plate 1



II. tábla – *Plate II*

2.1. Egy tipikus felső-eocén rétegsor a Martinovics-hegyen.

FOGARASI Attila

pp. 142–149

II/1. tábla. A2 alfácies, discocyclinás mészkő. Jól látható a mészkő lencsés jellege. A lencséken belül rendezetlenek a szemcsék, míg a köztes márgában a törmelékreszecskek párhuzamosak a lencse felületével (Martinovics-hegy, Budapest).

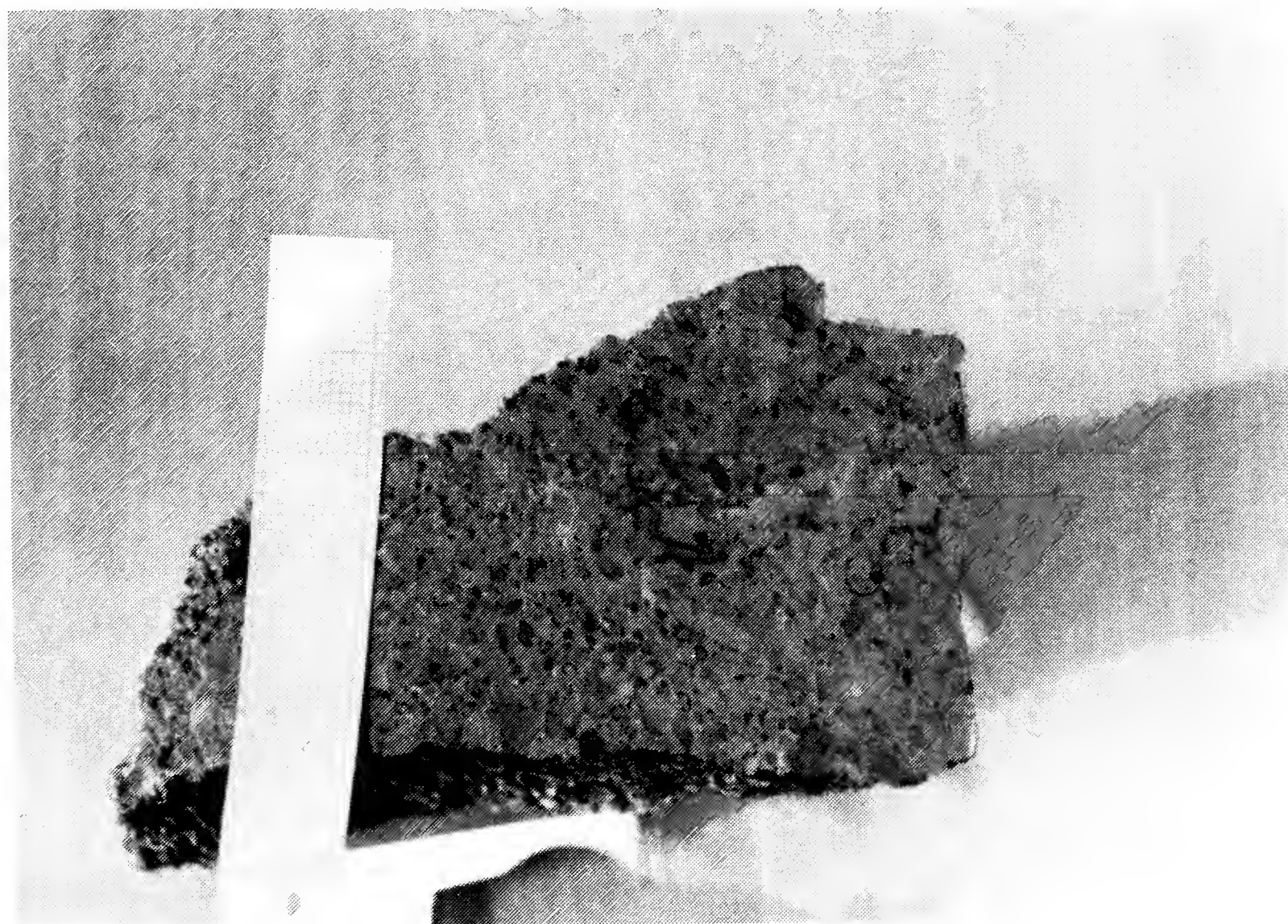
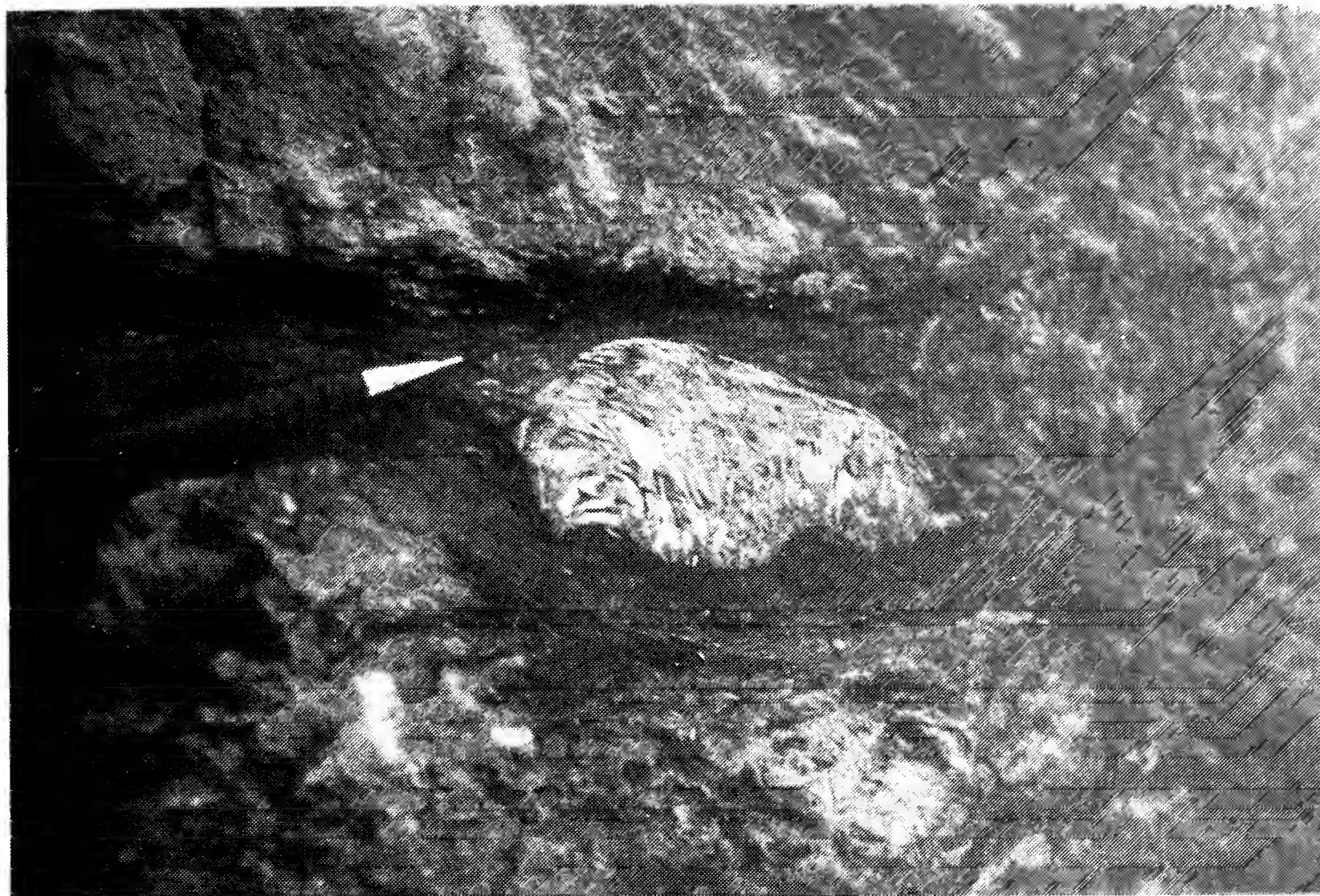
Plate II/1. Discocycline limestone, A2 subfacies. Note the lenticular pattern. The grains are disorganized within the lenses, while they are parallel to the edge of the lenses in between (Martinovics Hill, Budapest).

II/2. tábla. A B1 alfácies alsó részének felületi csiszolata. A dolomitkavicsokon kívül sok szerves váz törmeléke is belekerült a konglomerátumba. A szemcsék túlsúfolt elhelyezkedése a szemcsevázú szövet és a korai kompakció eredménye (Martinovics-hegy, Budapest).

Plate II/2. Polished surface of the bottom part of the B1 subfacies. There are a lot of skeletal grains among the dolomite pebbles. The tight structure is due to early compaction (Martinovics Hill, Budapest).

II. tábla

Plaque II



III. tábla – *Plate III*

2.1. Egy tipikus felső-eocén rétegsor a Martinovics-hegyen.

FOGARASI Attila

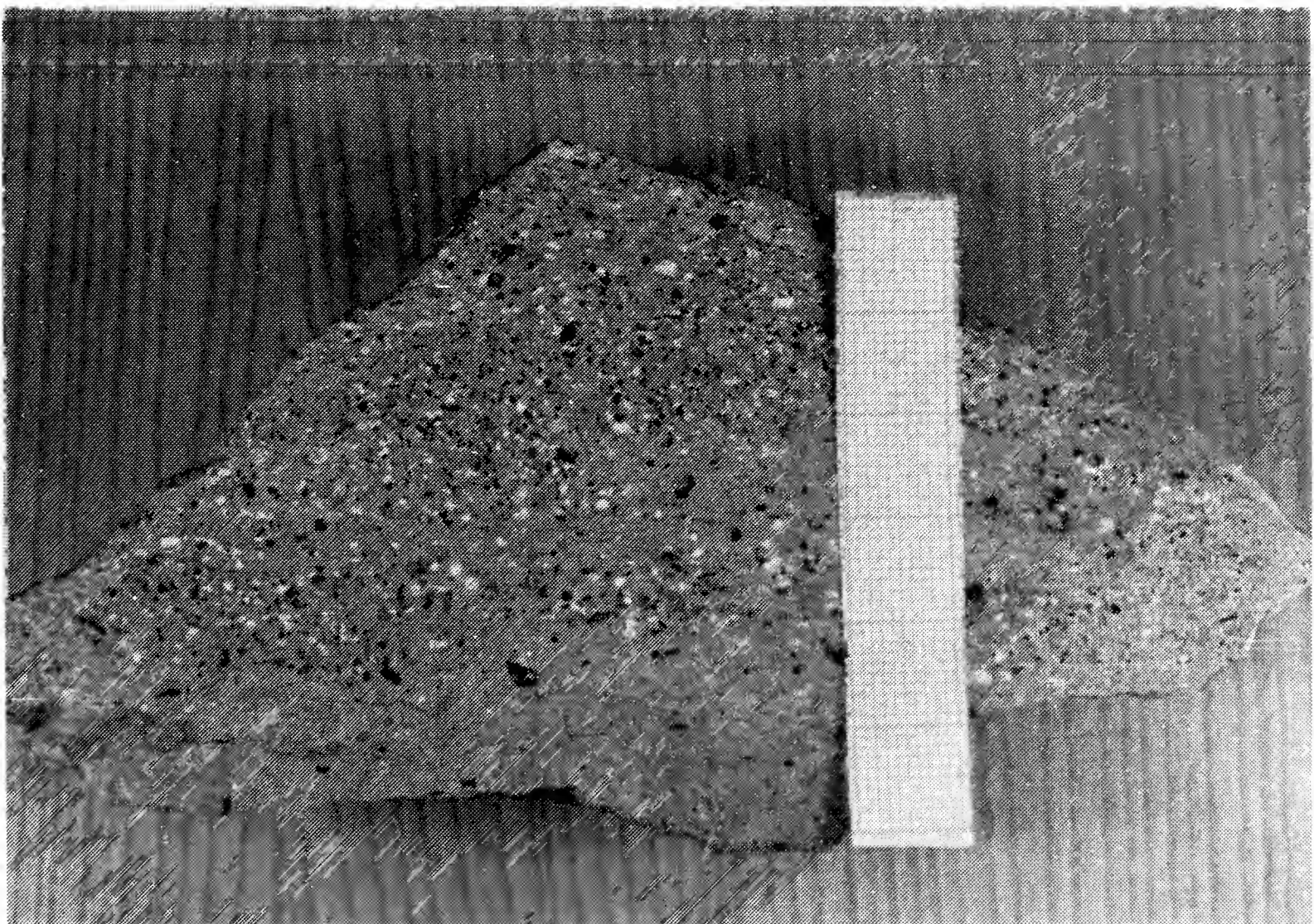
pp. 142–149

III/1. tábla. A B1 alfácies alsó részének vékonycsiszolatos képe (10×). Kitűnően megfigyelhető a szemcsevázú felépítés. A kis nyilak a kompakciós nyomásoldódási helyeket mutatják (Martinovics-hegy, Budapest).

Plate III/1. Thin section of the bottom part of the B1 subfacies (10× magnification). Note the grain supported structure and the sites of pressure solution (arrows) (Martinovics Hill, Budapest).

III/2. tábla. A B1 alfácies felső részének felületi csiszolata. A mészhomokkő szabálytalan belső szerkezete a szemcseméret és a tűzkőhomok/mészhomok aránya változásának köszönhető (Martinovics-hegy, Budapest).

Plate III/2. Thin section of the top part of the B1 subfacies. The irregular inner structure of the lime sand is due to variation in the grain size and the chert sand/calcareous sand ratio (Martinovics Hill, Budapest).



IV. tábla – *Plate IV*

2.1. Egy tipikus felső-eocén rétegsor a Martinovics-hegyen.

FOGARASI Attila

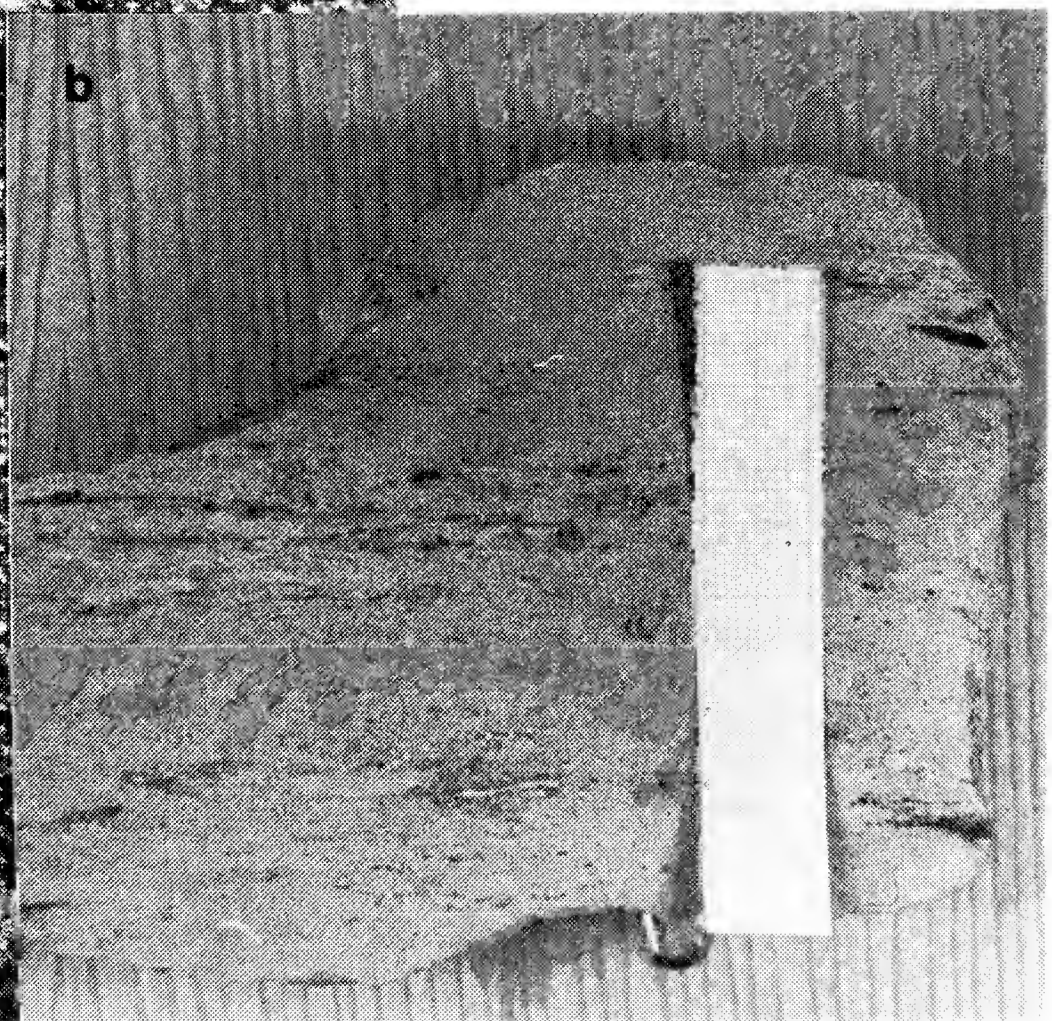
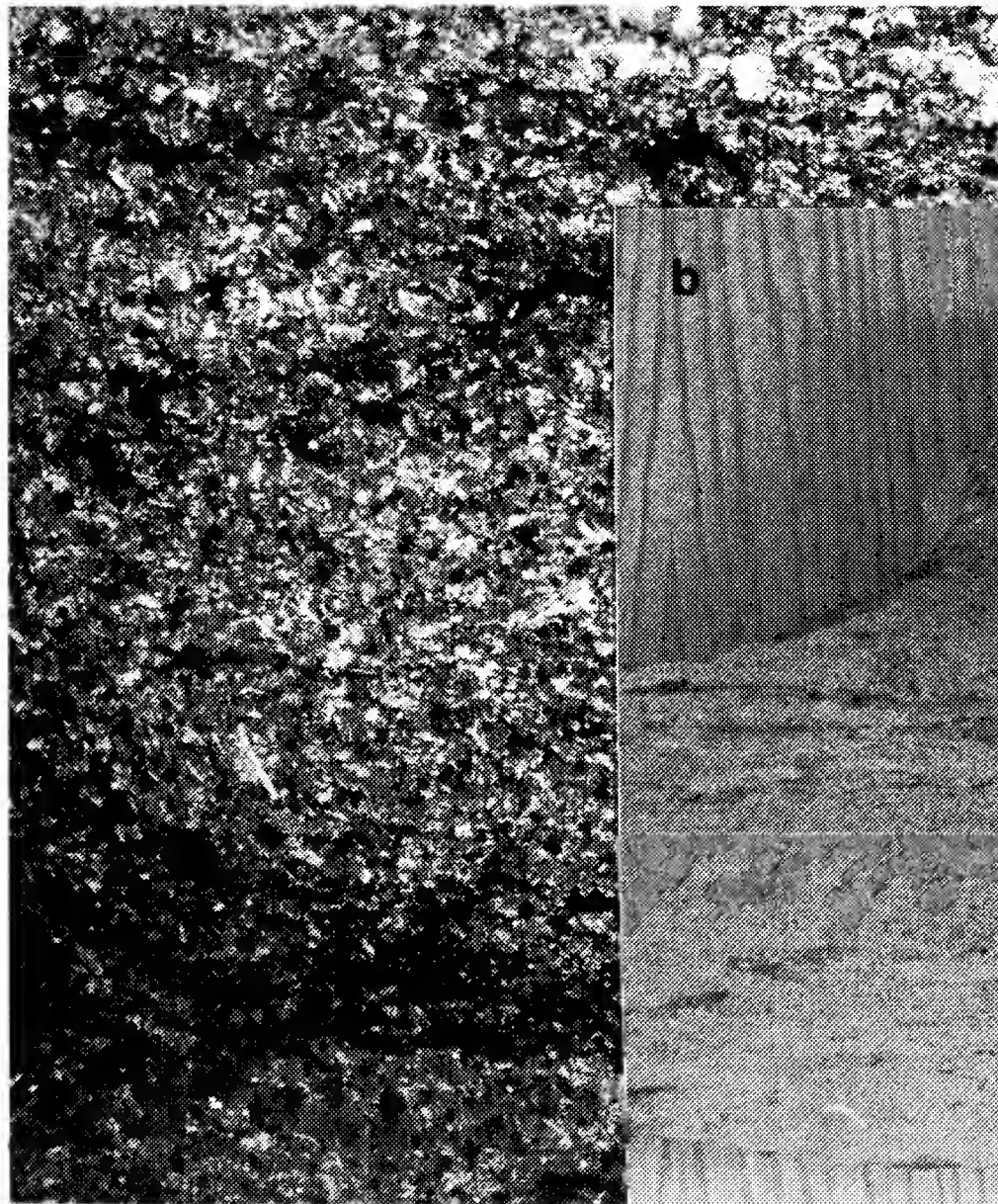
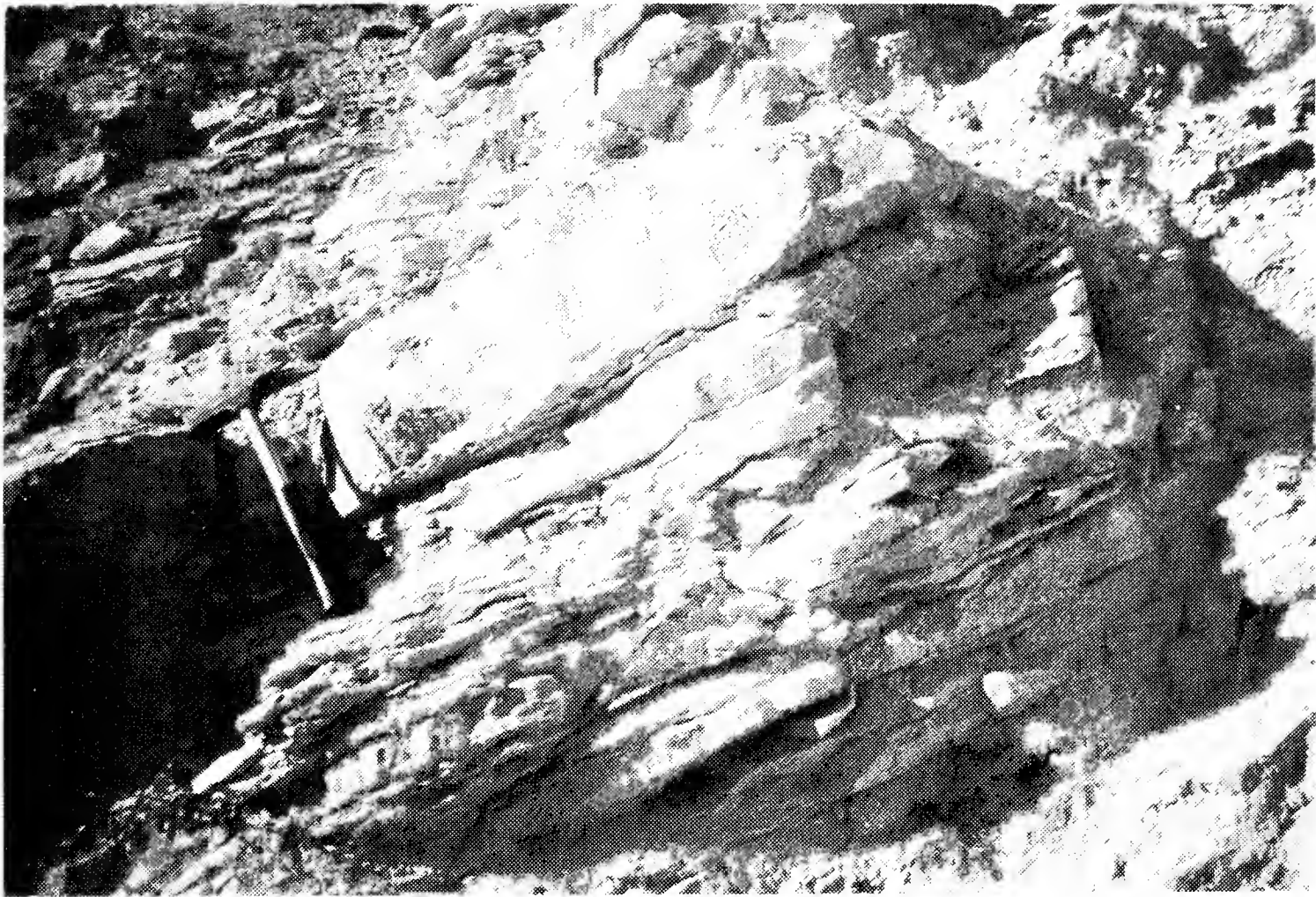
pp. 142–149

IV/1. tábla. A B2 alfácies. A terepi fotó kitűnően mutatja az allodapikus mészkőpadokat és a márgát (Martinovics-hegy, Budapest).

Plate IV/1. Field photo of the B1 subfacies. Note the allodapical limestone beds and the marl (Martinovics Hill, Budapest).

IV/2. tábla. A B2 alfácies márgája. **a**: Felületi csiszolat. Az egyetlen bélyeg a laminált jelleg. **b**: Vékonycsiszolat (10×). A márga döntően áthalmozott biogén törmelékanyagból áll (Martinovics-hegy, Budapest).

Plate IV/2. Marl in the B2 subfacies. a: Polished surface. Note the lamination. b: Thin section (10× magnification). The marl mainly consists of skeletal material (Martinovics Hill, Budapest).



V. tábla – *Plate V*

2.1. Egy tipikus felső-eocén rétegsor a Martinovics-hegyen.

FOGARASI Attila

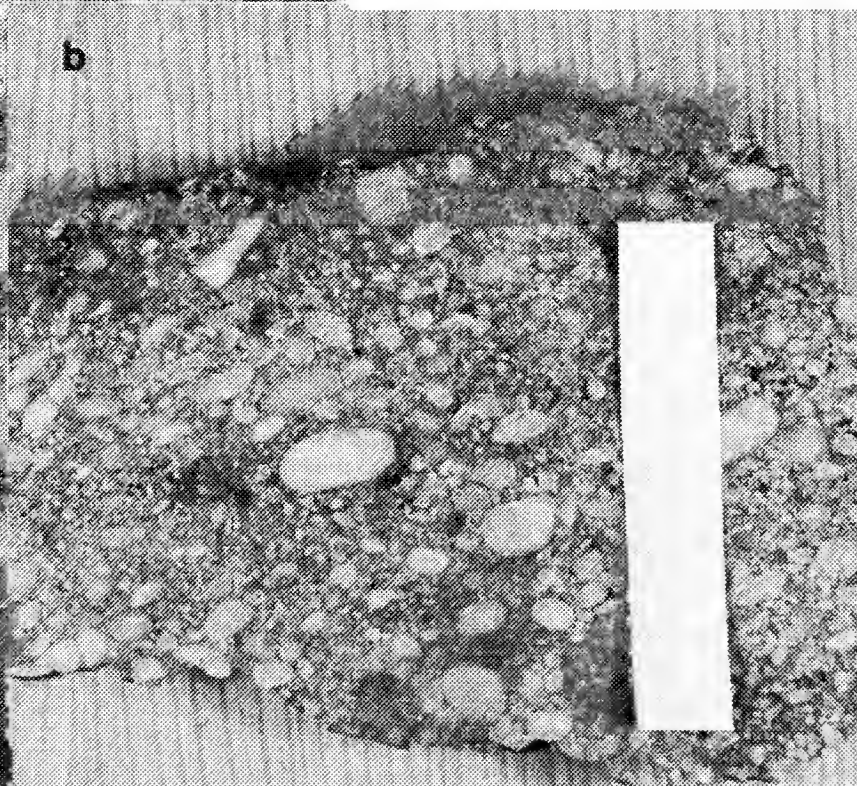
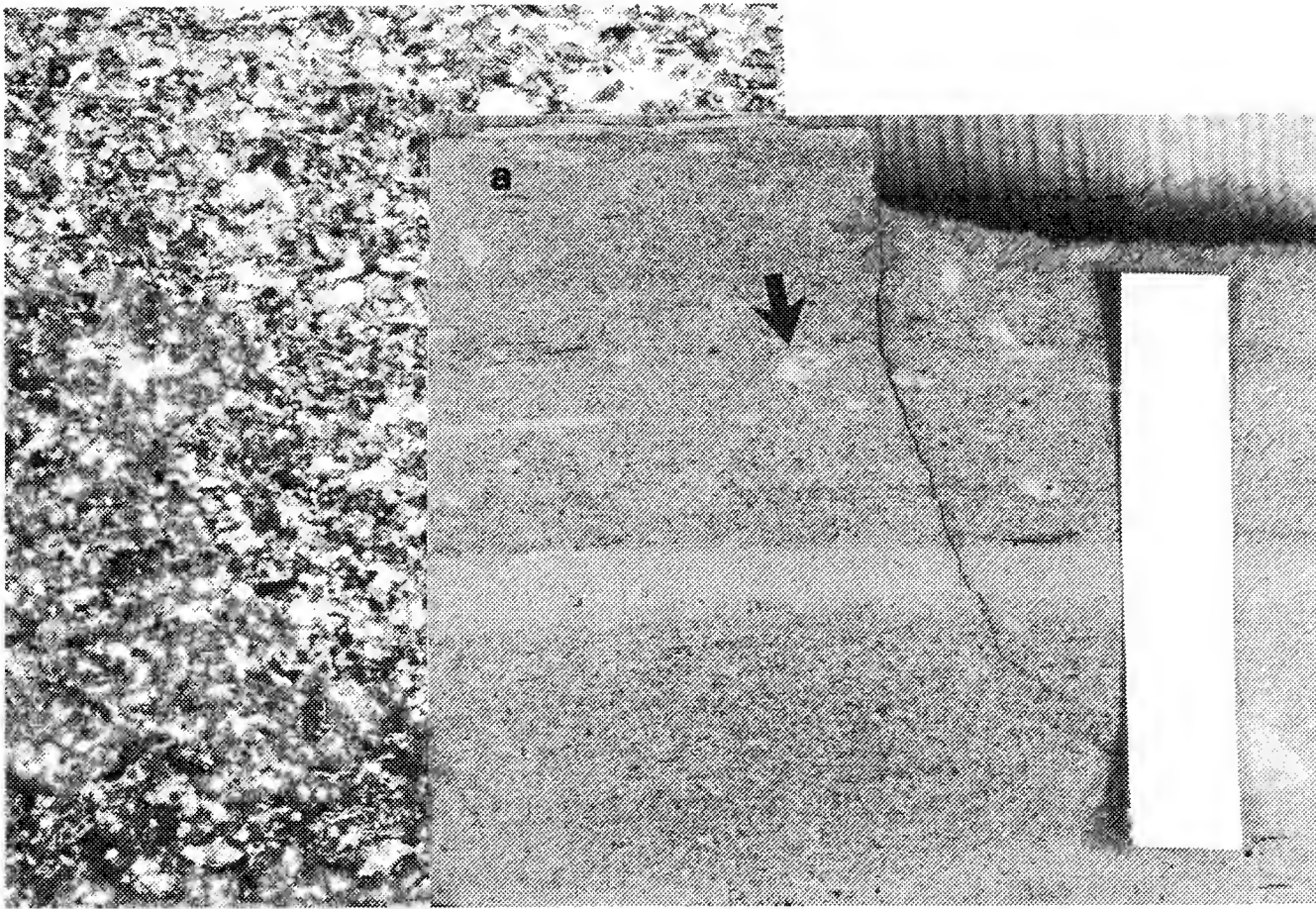
pp. 142–149

V/1-2. tábla. A B2 alfácies mészköve. a.: Felületi csiszolat. A képen két allodapikus padot láthatunk, a felsőben nagyszámú felszakított (rip-up) klaszttal. b.: Vékonycsiszolat (10×). A mészkő áthalmazott selferedetű törmelékből áll (Martinovics-hegy, Budapest).

Plate V/1-2. Limestone of the B2 subfacies. a) Polished surface. Two allodapical limestone beds can be seen in the picture with a large number of rip-up clasts in the upper one. b) Thin section (10× magnification). The limestone consists of shelf debris (Martinovics Hill, Budapest).

V/3-4. tábla. Martinovics-hegy, keleti udvar. a. A B3 alfácies terepi képe. b. A B3 alfácies felületi csiszolata. A konglomerátum rosszul osztályozott, szemcsevázú. A dolomitkavicsokon kívül más nem található meg benne. Halvány gradációt figyeltünk meg (Martinovics-hegy, Budapest).

Plate V/3-4. Martinovics Hill, Eastern quarry. a. Field photo of the B3 subfacies. b. Polished surface of the B3 subfacies. The pure dolomite conglomerate is poorly sorted and grain supported. Note the faint grading (Martinovics Hill, Budapest).



VI. tábla – *Plate VI*

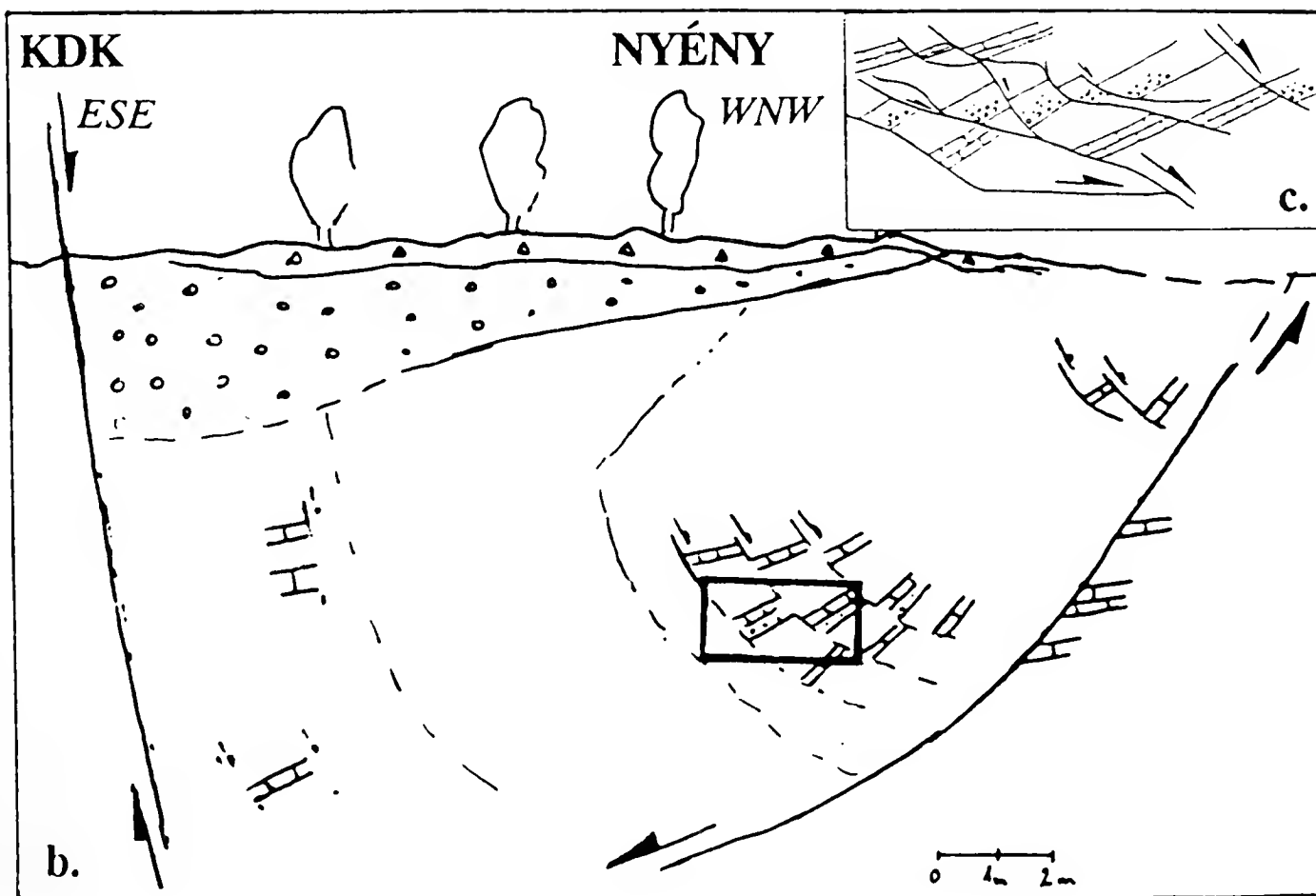
2.1. Egy tipikus felső-eocén rétegsor a Martinovics-hegyen.

FOGARASI Attila

pp. 142–149

VI/1–3. tábla. **a.** A Martinovics-hegy keleti kőfejtőjének udvara. **b.** Értelmezése: egy DDK dőlésű fővető és kis görbült antitetikus vetők határozzák meg a kőzettestek elhelyezkedését. A rétegek dőlése és az elvetési magasság felfelé csökken, az elmozdulás a konglomerátumot már nem érintette; ez bizonyítja a szerkezet egyidejűségét az üledékképződéssel. **c.** Részletesebb szerkezeti kép.

Plate VI/1–3. a) Martinovics Hill, eastern quarry. b) Interpretation of the photo. The situation of the rock bodies/blocks is determined by a SSE main fault and small curved antithetic faults. The dip and the throw of the layers decreases upwards, and the conglomerate is not affected, which proves the synsediment nature of the fault. c) Detailed structure.



VII. tábla – *Plate VII*

2.2. Felső-eocén mészkövek deformációja.

FODOR László és FOGARASI Attila

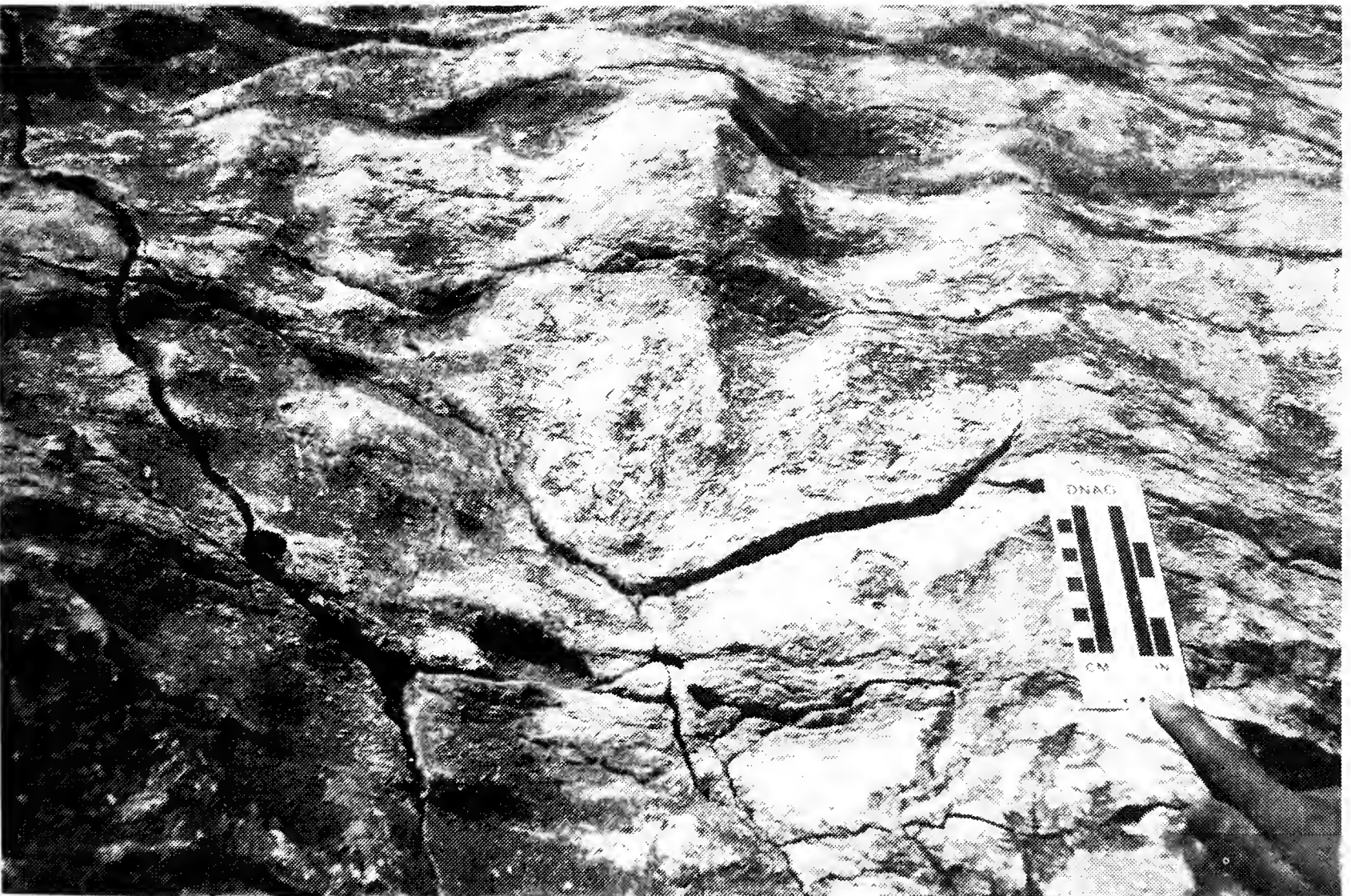
150–154

VII/1. tábla. Felső-eocén, discocyclinás mészkőréteg elvékonyodása. A nyíllal jelölt réteg lassan kivékonyodik, majd eltűnik, de rövidesen újra megjelenik. Mátyás hegy, keleti kőfejtő.

Plate VII/1. Local thinning of a Late Eocene Discocyclina limestone layer (arrow). Note that the layer is gradually disappearing then appearing again. Mátyás Hill, eastern quarry.

VII/2. tábla. Lencsés mészkő, a lencsék között kevesebb köztes anyag található, de a finom lamináció kitűnően megfigyelhető. Mátyás hegy, nyugati kőfejtő nyugati udvara.

Plate VII/2. Lenticular limestone, note the lack of abundant matrix between the lenses and the fine lamination. Mátyás Hill, western pit of western quarry.



VIII. tábla – *Plate VIII*

2.2. Felső-eocén mészkövek deformációja.

FODOR László és FOGARASI Attila

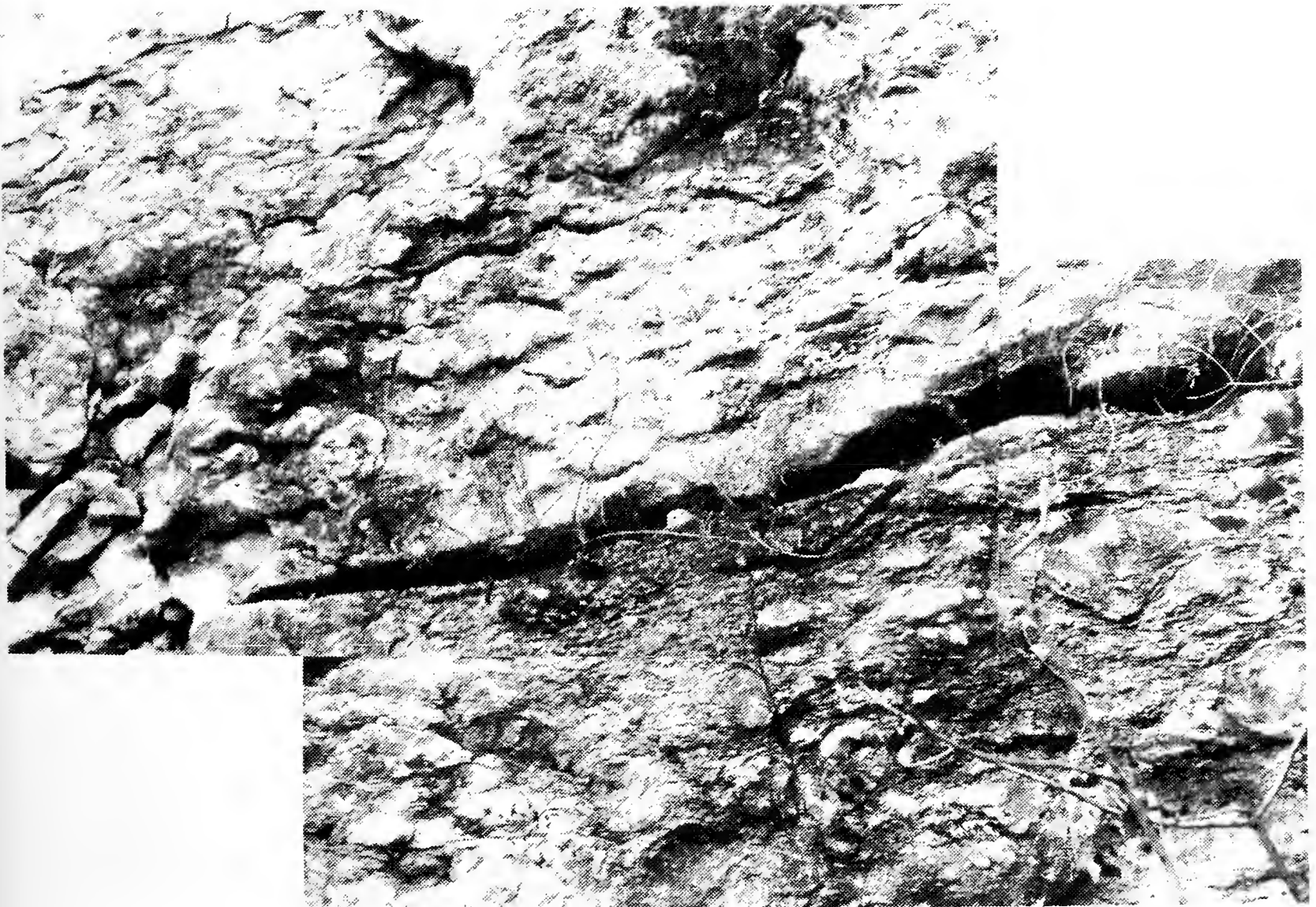
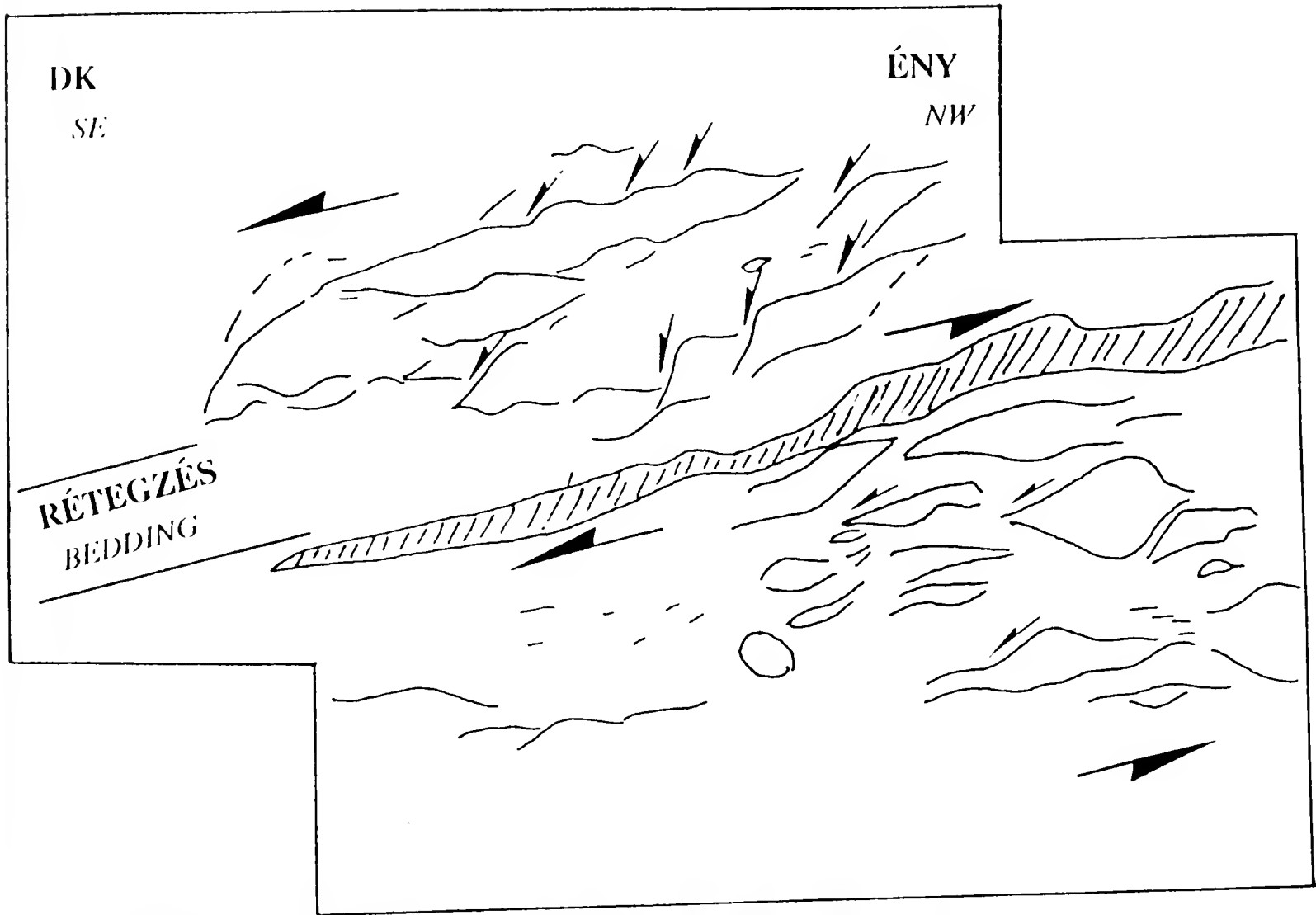
150–154

VIII. tábla. Lencsés mészkő, amelyben a rétegek majdnem teljesen feldarabolódtak a nyírás okozta deformáció következtében. A rétegzéssel párhuzamos, fő nyírási zónából kiágazó szintetikus alzónák jellegzetes szerkezeti képet alkotnak. Pálvölgyi-kőfejtő.

Plate VIII. Pálvölgy Quarry. Lenticular limestone, where the layers are almost completely dissected, because of the shear induced deformation. Note the characteristic structure of the synthetical subzones parallel to the layers.

VIII. tábla

Plate VIII



IX. tábla – *Plate IX*

2.2. Felső-eocén mészkövek deformációja.

FODOR László és FOGARASI Attila

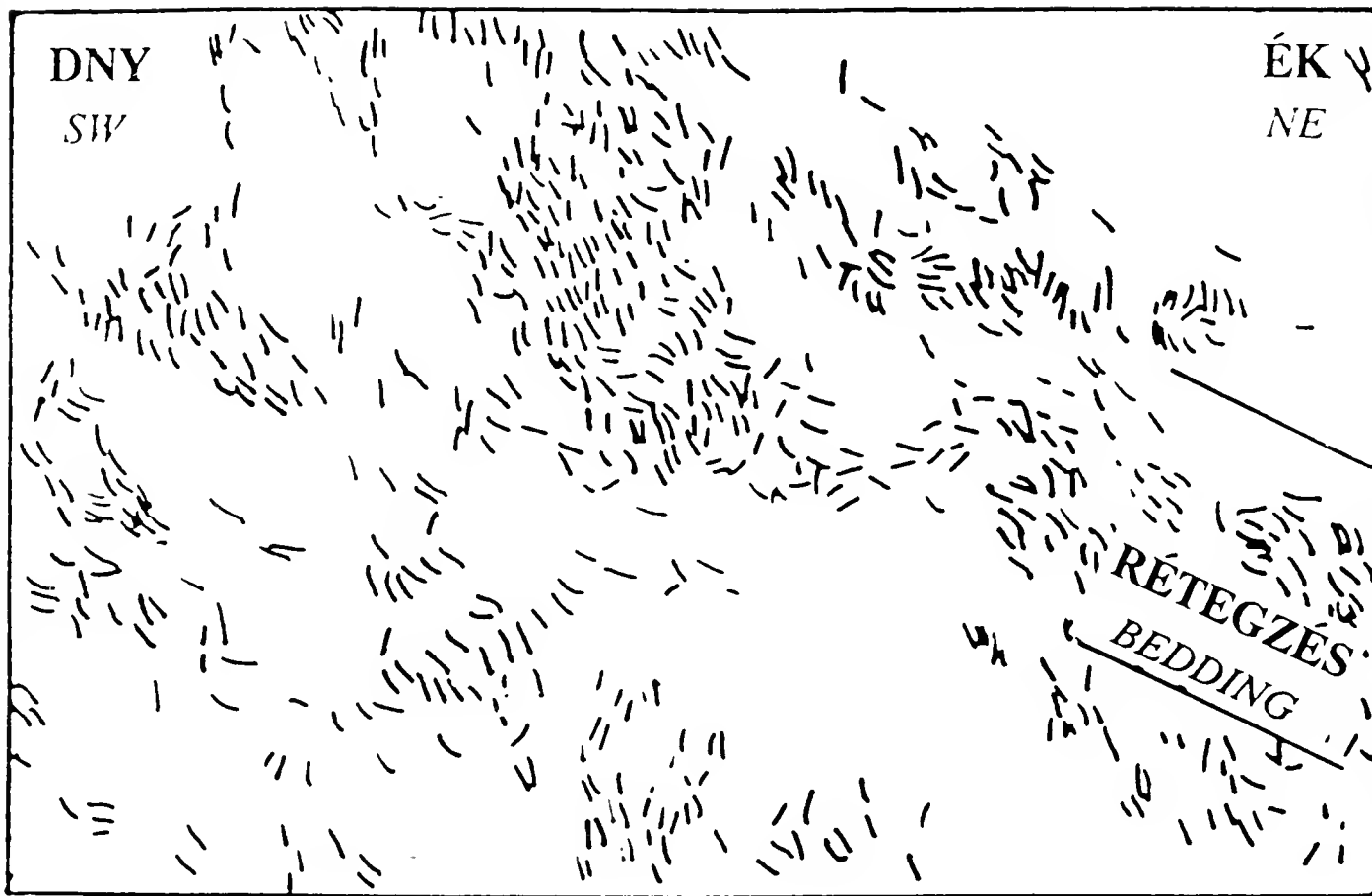
150–154

IX. tábla. Masszív, márgabetelepülés nélküli mészkő deformációja. A *Discocyclina*-k hullámos, réteglapra szöget bezáró, illetve belesimuló zónákban helyezkednek el. Mátyás-hegy, keleti kőfejtő.

Plate IX. Massive limestone, without marl intercalations. Discocyclinas are situated in undulating zones parallel or oblique to the stratification. Mátyás Hill, eastern quarry.

IX. tábla

Plate IX



X. tábla - *Plate X*

2.2. Felső-eocén mészkövek deformációja.

FODOR László és FOGARASI Attila

150–154

X/1. tábla. A konszolidálatlan mészkő nyírásos deformációjának kezdődő fázisa. A rétegzéssel párhuzamos fő nyírásos zónából kisebb, nyírással megegyező irányú, szintetikus zónák indulnak ki, amelyek elkezdik felszabdalni a réteget. Csillaghegy, Ibolya-utcai fejtő.

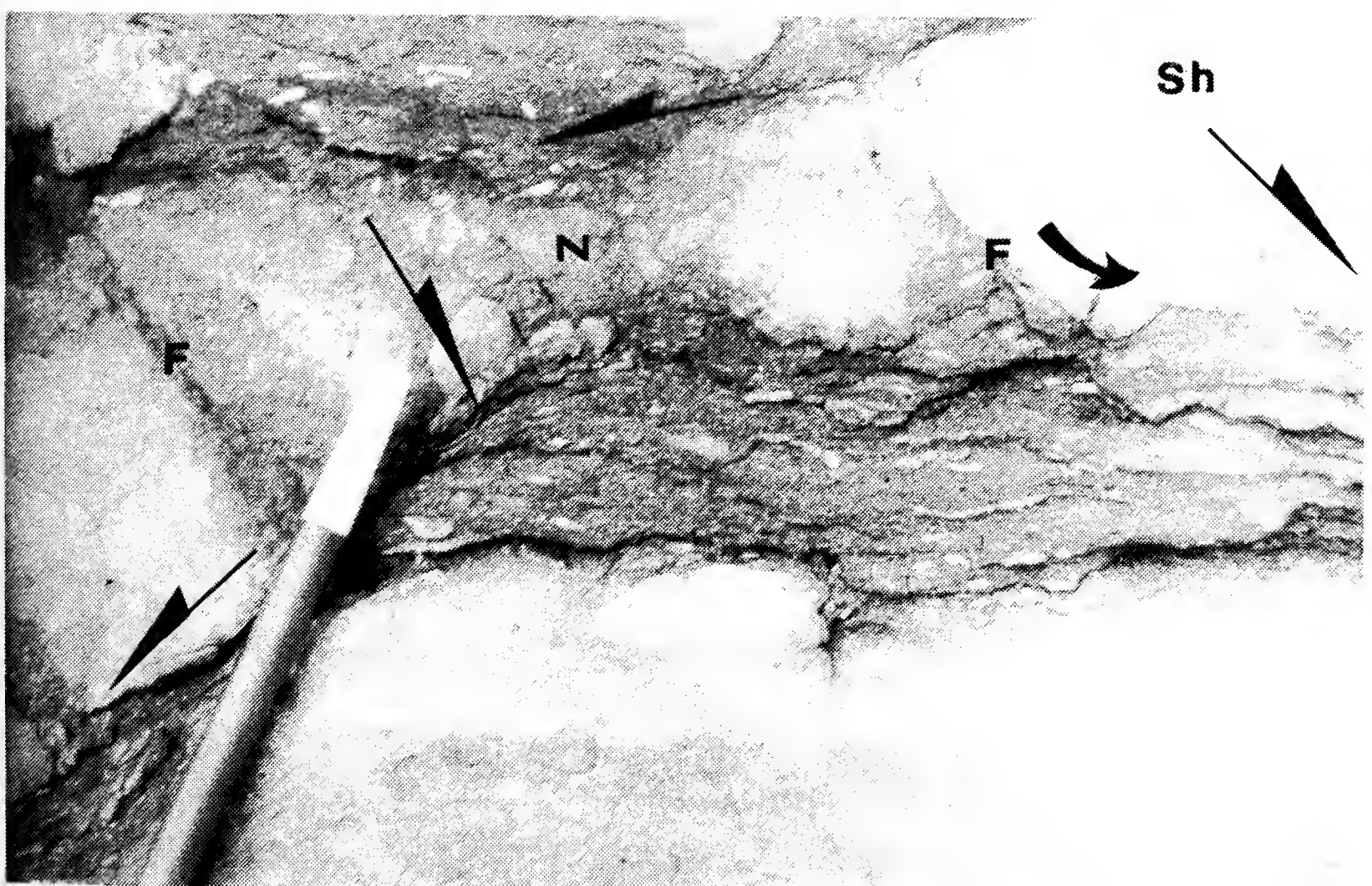
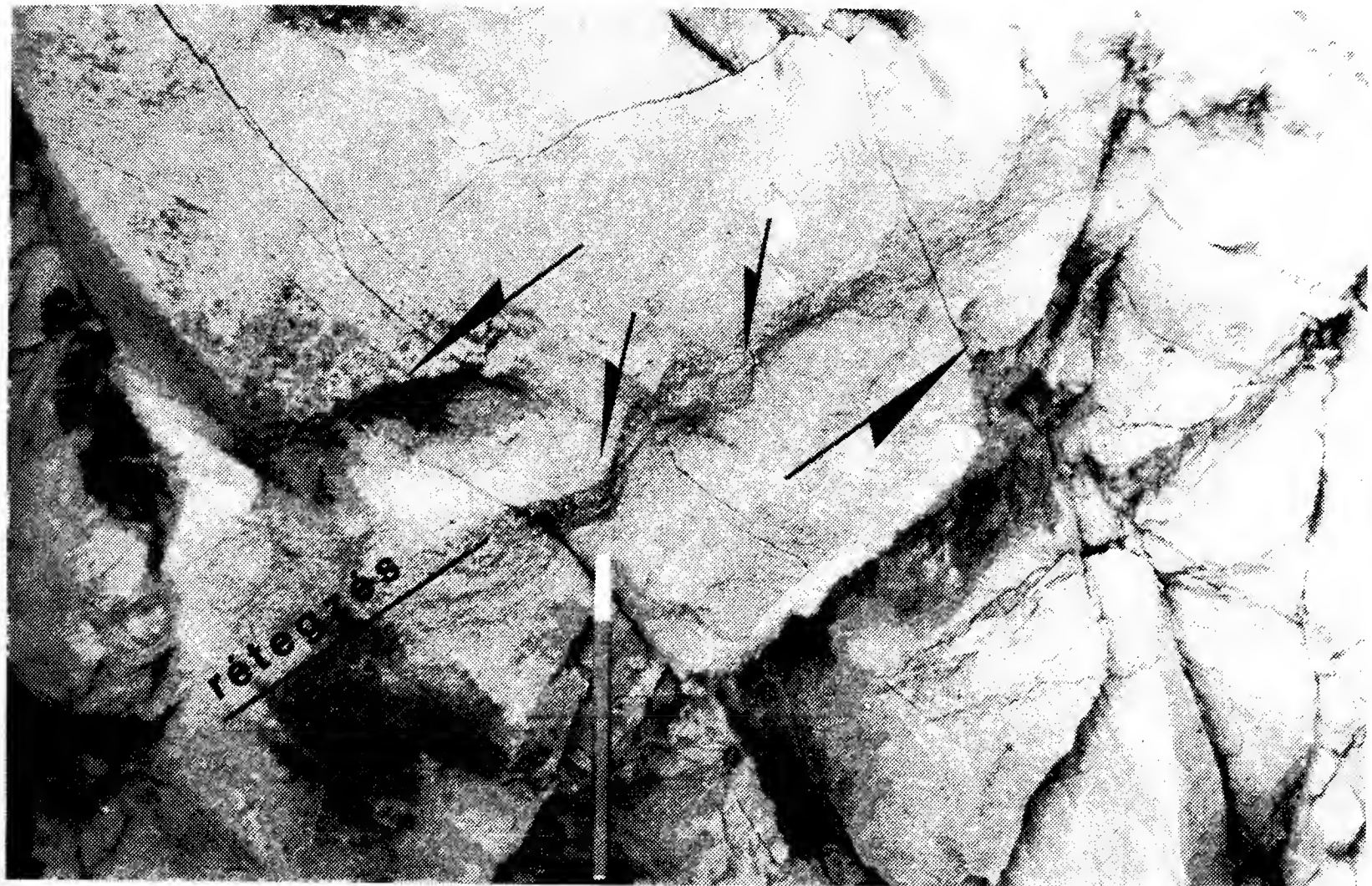
Plate X/1. First phase of shearing deformation of unconsolidated limestone. The main shear zone parallel to bedding are diverging into smaller scale syntetical zones slightly oblique to the strata. These latters start to dissect the layers. Csillaghegy, Ibolya utca quarry.

X/2. tábla. Szintetikus al-nyírózóna, amelynek hirtelen elvonszolódása alapján egyértelmű a nyírás normál jellege. A süntörmelékes, nyírt márga felett egy boudin-nyak látható (N), ettől jobbra, az elkeskenyedő részen a boudin éles határú antitetikus vetővel (F) és elmosódó szegélyű nyírási zónával (Sh) tagolt; e zónák és a kis blokkok forogtak. Csillaghegy, Ibolya utcai fejtő.

Plate X/2. Small-scale, synthetic sub-shear zone. The drag indicates normal shear. Above the marl a boudin-neck (N) can be seen. Right of this a sharp antithetic fault (F) and a shear zone with less distinct boundary (Sh) dissect the boudin. These zones and the small blocks are rotated. Csillaghegy, Ibolya utca quarry.

X. tábla

Plate X



XI. tábla – *Plate XI*

2.2. Felső-eocén mészkövek deformációja.

FODOR László és FOGARASI Attila

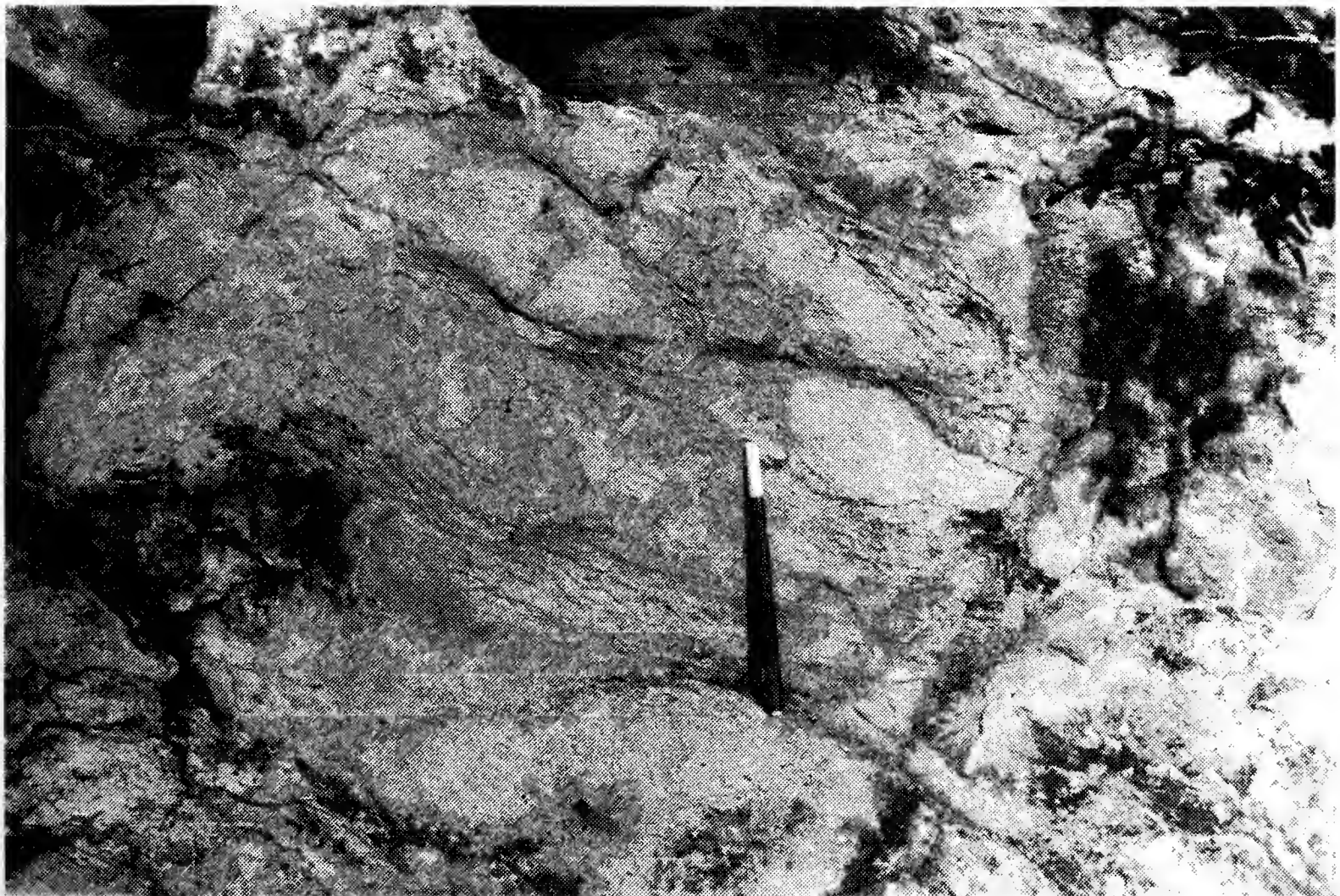
150–154

XI. tábla. Antitetikus vető (nyírási zóna) deformált mészkőrétégben, a felső boudin enyhe blokkrotációt végzett. Mátyás-hegy, nyugati fejtő.

Plate XI. Antithetic fault (shear zone) in a deformed limestone layer. Note the block rotation of the upper boudin. Mátyás Hill, western quarry.

XI. tábla

Plate XI



XII. tábla – *Plate XII*

2.2. Felső-eocén mészkövek deformációja.

FODOR László és FOGARASI Attila

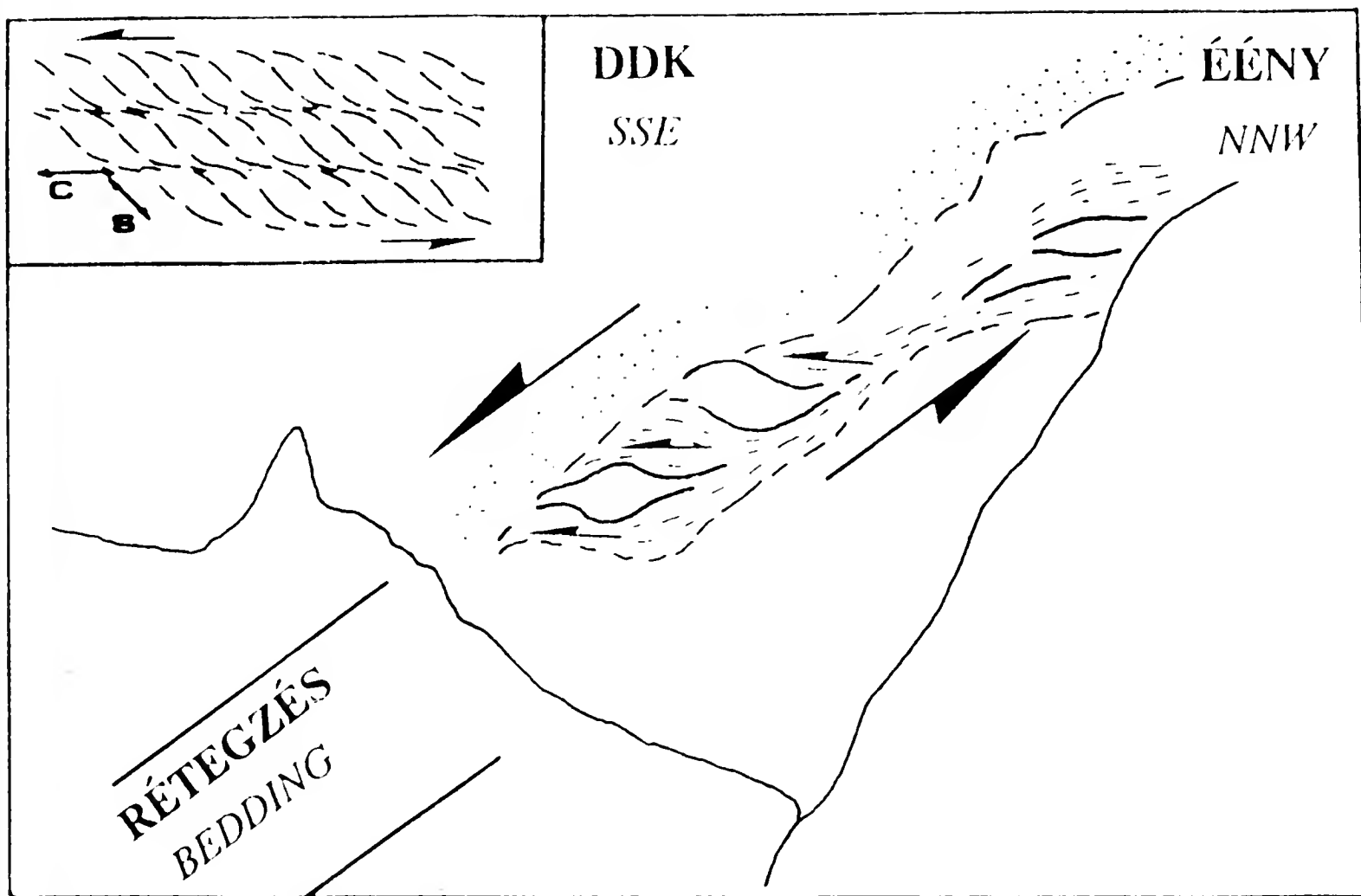
150–154

XII. tábla. Lokális kompressziós szerkezet. A fő nyírózóna követi a mészhomokkő-homokos mészkő réteghatár kiemelkedését. A hajladozó nyírási síkok összefonódó rendszere emlékeztet az ún. 'S-C palásság'-ra (RAMSAY & HUBER 1987). Csillaghegy, Ibolya-utcai fejtő.

Plate XII. Local compressional structure. The main shear zone follows the lime sandstone/sandy limestone boundary. The anastomosing nature of the undulating shear planes are similar to the 'S-C cleavage' (in the sense of RAMSAY & HUBER, 1987). Csillaghegy, Ibolya utca quarry.

XII. tábla

Plate XII



XIII. tábla – *Plate XIII*

2.2. Felső-eocén mészkövek deformációja.

FODOR László és FOGARASI Attila

150–154

XIII. tábla. Éles körvonalú „mészkőtörmelék” úszik a finoman laminált, márgás mátrixban. Ez a típus általában vastagabb lencsés kőzet betelepüléseként jelenik meg. Csillaghegy, Ibolya utcai kőfejtő.

Plate XIII. A piece of “limestone debris” (note the sharp borders) is “swimming” in the finely laminated marl matrix. This type usually appears as interbedding of thicker layers of lenticular rock. Csillaghegy, Ibolya utca quarry.



XIV. tábla – *Plate XIV*

2.3. Késő-eocén transzpresszió a Budaörsi-hegyekben.

MAGYARI Árpád

pp. 155–173

XIV/1. tábla. Az Odvas-hegy. A hosszú, keskeny, környezetéből élesen kiugró, tagolt gerinc szerkezetföldtani csemegét ígér.

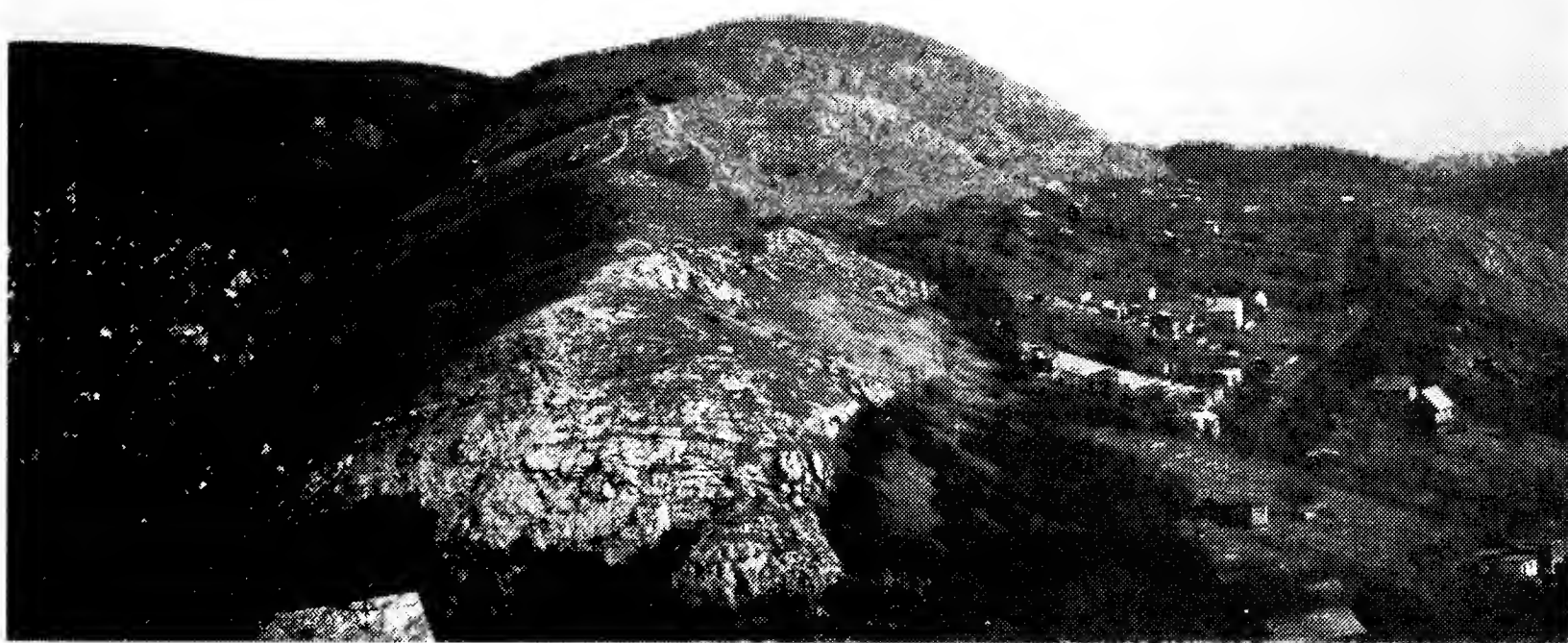
Plate XIV/1. Odvas Hill. The long, narrow, sharp, dissected ridge is a promising structural geological interest.

XIV/2. tábla. Gradált-inverz gradált, mátrixvázú felső-eocén breccsa az Odvas-hegyről (SZTANÓ O. felvétele).

Plate XIV/2. Graded-inverse graded, matrix-supported Late Eocene breccia from the Odvas Hill. (photo by SZTANÓ O.)

ÉÉNY

DDK



XV. tábla – *Plate XV*

2.3. Késő-eocén transzpresszió a Budaörsi-hegyekben.

MAGYARI Árpád

pp. 155–173

XV/1. tábla. Üledékes eredetű kavicsredő eocén konglomerátumban. A redő konszolidáció előtt alakulhatott ki, hirtelen terhelés hatására.

Plate XV/1. Pebble-fold of sedimentary origin in Eocene conglomerate. The fold was probably formed before consolidation due to sudden loading.

XV/2. tábla. Eocén bryozoás márgával kitöltött szinszediment neptuni telér az Odvas-hegyen.

Plate XV/2. Synsedimentary neptunian dyke filled with bryozoan marl, Odvas Hill.



XVI. tábla – *Plate XVI*

2.3. Késő-eocén transzpresszió a Budaörsi-hegyekben.

MAGYARI Árpád

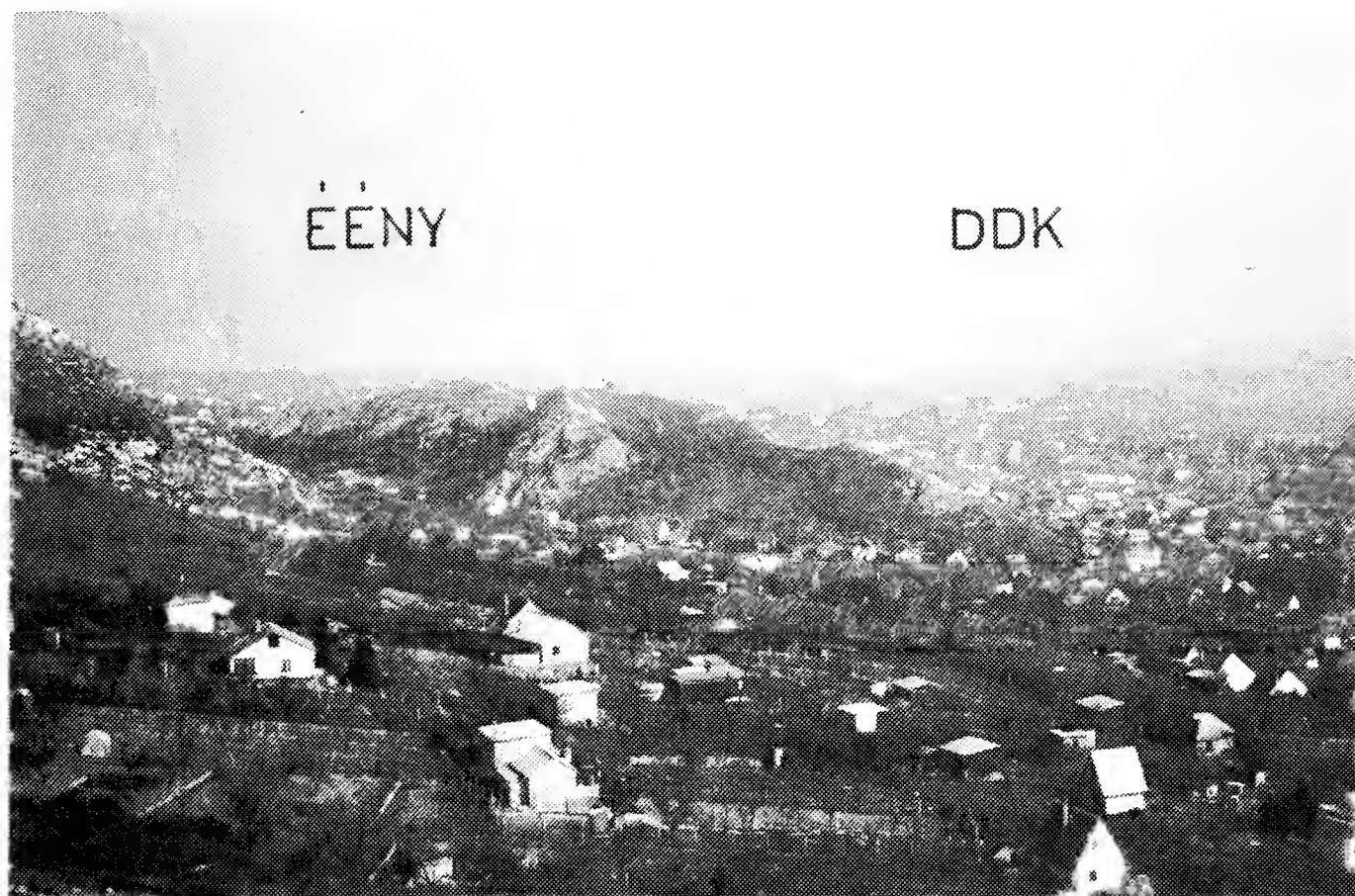
pp. 155–173

XVI/1. tábla. Kő-hegy. Egy „virágszál” a pozitív virágcsokorból. Tetején (fűvel benőve) a hegygerinccel párhuzamosan eocén márgával kitöltött extenziós árok látható.

Plate XVI/1. Kő Hill. A “flower” from the positive flower structure. On the top of it (overgrown with grass) there is an extensional graben filled with Eocene marl.

XVI/2. tábla. Az eocén breccsa és mészkő közel függőleges sík mentén érintkezik egymással. Közéjük 20 cm vastag homokos márga települ.

Plate XVI/2. The Eocene breccia and limestone are connected with each other along a nearly vertical plane. There is a 20 cm thick marl interbedding between them. This is the same marl which gives the infilling of the neptunian dykes.



XVII. tábla – *Plate XVII*

2.4. Szinszediment eltolódás, felboltozódás a János-hegy–Tündér-hegy szelvényében.

MAGYARI Árpád és FODOR László

pp. 174–184

XVII. tábla. A Tündérszikla–Hunyadorom vonulata. A K-Ny-i csapásban érintkező triász és eocén képződmények határa — a tagolt morfológia mellett is — közel egyenes.

Plate XVII. The range of the Tündérszikla-Hunyadorom. The E-W boundary of the Triassic and Eocene rocks – in spite of the dissected morphology – is nearly straight.

XVII. tábla

Plate XVII



XVIII. tábla – *Plate XVIII*

2.4. Szinszediment eltolódás, felboltozódás a János-hegy–Tündér-hegy szelvényében.

MAGYARI Árpád és FODOR László

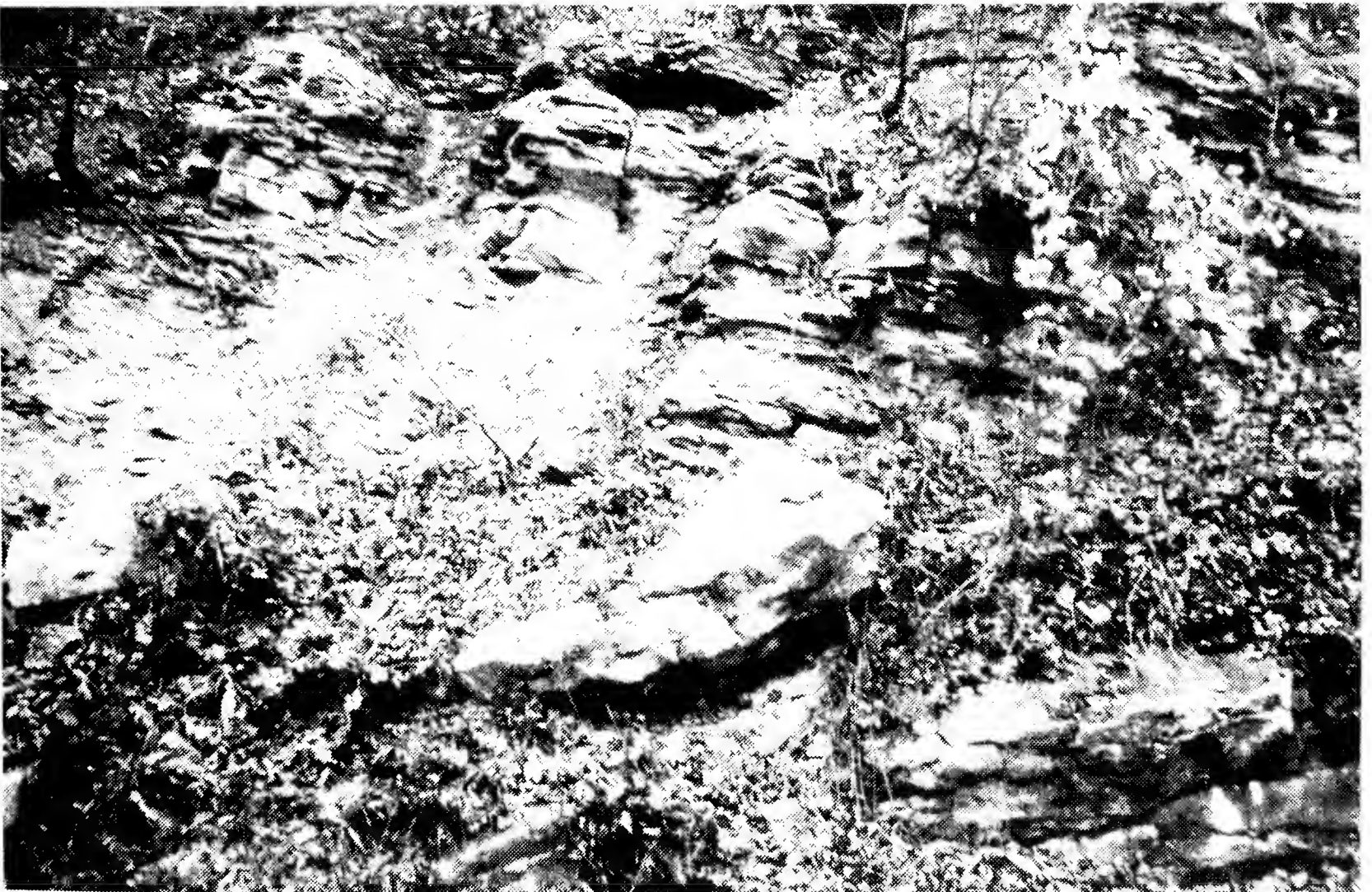
pp. 174–184

XVIII/1. tábla. A hullámos réteghatárú, boudinage-szerűen megnyúlt felső-eocén mészkőrétegek konszolidáció előtti, lejtőirányú kúszásra utalnak.

Plate XVIII/1. The Late Eocene boudinage-like limestone layers with undulating bedding planes refer to a pre-consolidational movement along the slope.

XVIII/2. tábla. János-hegy, kisvasút bevágása: dőlés és csapás hirtelen változása eocén mészkő- és márgában.

Plate XVIII/2. János Hill, Kisvasút road cut: note the sudden change in dip and strike of the Eocene limestone and marl.



XIX. tábla – *Plate XIX*

2.6. Késő eocén szinszediment vető a Mátyás-hegyen.

PALOTÁS Klára és FODOR László

pp. 185–189

XIX. tábla. A Mátyás-hegyi vető a Ny-i fejtő Ny-i udvarában

Plate XIX. In the photo we can see the Mátyás Hill fault in the western pit of the western quarry.



XX. tábla – *Plate XX*

2.7. Eltolódásos zóna Csillaghegy–Üröm területén.

FODOR László

pp. 194–206

XX/1. tábla.. Karsztos üregeket kitöltő eocén üledék a csillaghegyi kőfejtő 3-as szintjén. A karsztos üregek törésekkel preformáltak (nyilak).

Plate XX/1. The fault-preformed (arrows) karstic holes are filled with Eocene sediments. Csillaghegy quarry, 3rd level.

XX/2. tábla. Meredeken dőlő konglomerátum-homokkő test a csillaghegyi kőfejtő 2-es szintjén. Ezen test és a mészkő tektonikus kontaktusát a jobbos eltolódás középső ága adja (nyíl).

Plate XX/2 A steeply dipping conglomerate body on the 2nd level of the Csillaghegy quarry. The tectonic contact of this body and the limestone is marked with the middle part of the dextral strike slip (arrow).

XX. tábla

Plate XX



XXI. tábla – *Plate XXI*

2.7. Eltolódásos zóna Csillaghegy–Üröm területén.

FODOR László

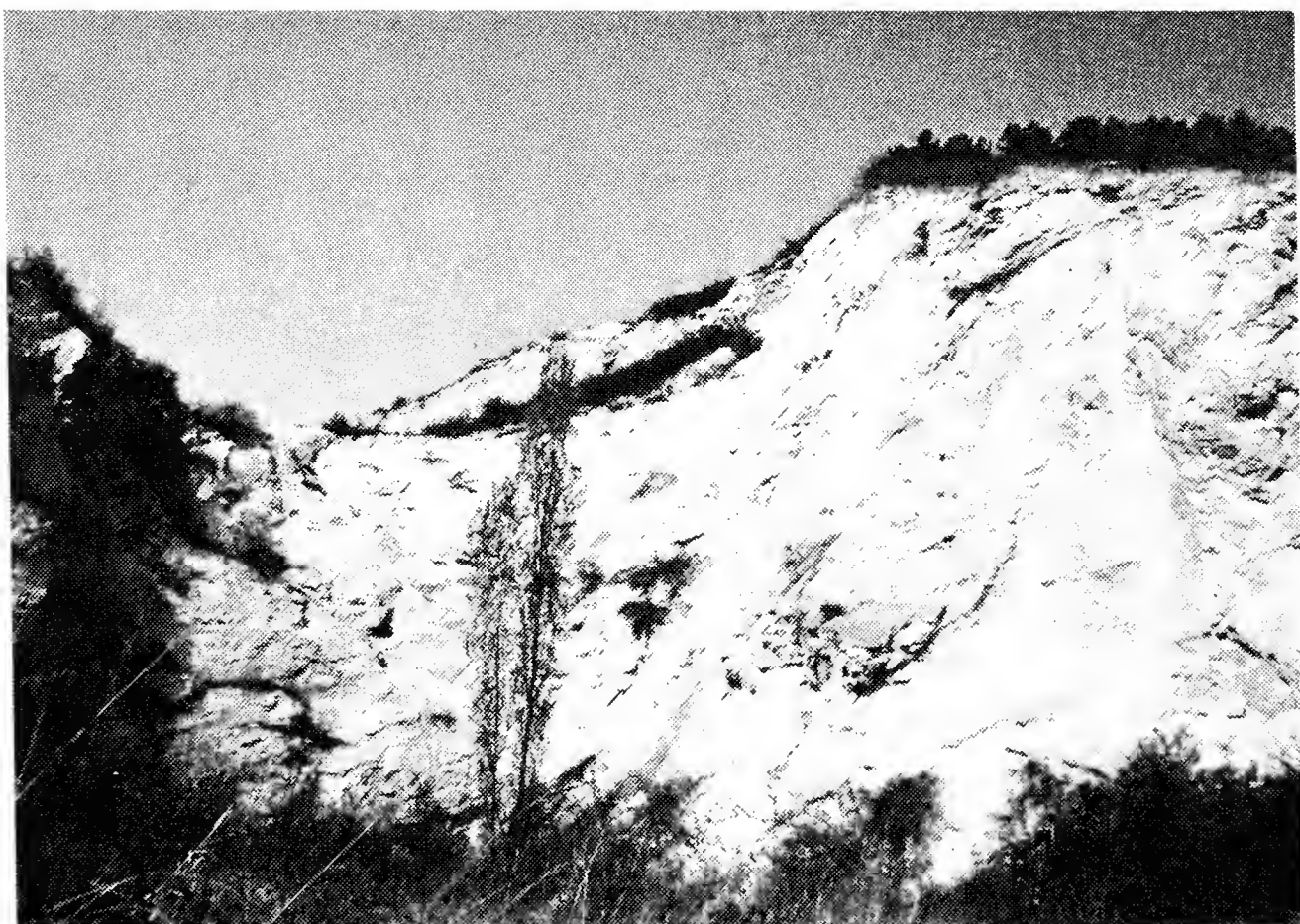
pp. 194–206

XXI/1. tábla. Őslejtő a csillaghegyi kőfejtő 2-es szintjén. A meredeken dőlő eróziós felszínre (nyilak) jelentősen dőlő eocén törmelékes összlet települ.

Plate XXI/1. A palaeoslope on the 2nd level of the Csillaghegy quarry. Note the steeply dipping Eocene deposits on the steep erosional surface (arrows).

XXI/2. tábla. Szinszediment, réteglap menti vető a Csillaghegy, Ibolya utcai bányában. Értelmezett rajzát lásd a 49. ábrán.

Plate XXI/2. A synsediment fault along a bedding plane. Csillaghegy, Ibolya utca quarry. See the interpretation in Fig. 49.



XXII. tábla – *Plate XXII*

2.7. Eltolódásos zóna Csillaghegy–Üröm területén.

FODOR László

pp. 194–206

XXII/1. tábla. „Zárt vető”, amely konglomerátum-lencsét deformál. A vető nem azonos a litoklázissal (lásd a nyilakat). A lencse elvetett „farka” puhán elvonszolódott (ceruza). Az elmozdulás sem felfelé, sem lefelé nem követhető, az alsó szénréteget már nem érinti (kettős nyíl) (Csillaghegy, Ibolya utcai kőfejtő).

Plate XXII/1. A “closed fault” surrounds a deformed conglomerate lens. The fault is not the same as the joint (arrows) The end of the displaced lense is plastically distorted (pencil). The throw can be traced neither upwards nor downwards, the coal layer below is not affected (double arrow) (Csillaghegy, Ibolya utca quarry).

* * *

2.8. Szinszediment tektonikai jelenségek a Tétényi-fennsík szarmatájában.

PALOTÁS Klára

pp. 207–210

XXII/2. tábla. Szinszediment tenziós hasadék (Sóskút). A környezeténél keményebb kőzet kipreparálódott, és enyhén hajladozva közel függőleges irányban fut le.

Plate XXII/2. Synsedimentary tension gash (Sóskút). The undulating, nearly vertical fault is harder than its surroundings.



XXIII. tábla – *Plate XXIII*

2.8. Szinszediment tektonikai jelenségek a Tétényi-fennsík szarmatájában.

PALOTÁS Klára

pp. 207–210

XXIII/1. tábla. Szinszediment vető függőleges metszete (Biatorbágy). Érdemes megfigyelni a látszólagos elvetés fölfelé való csökkenését, majd megszűnését.

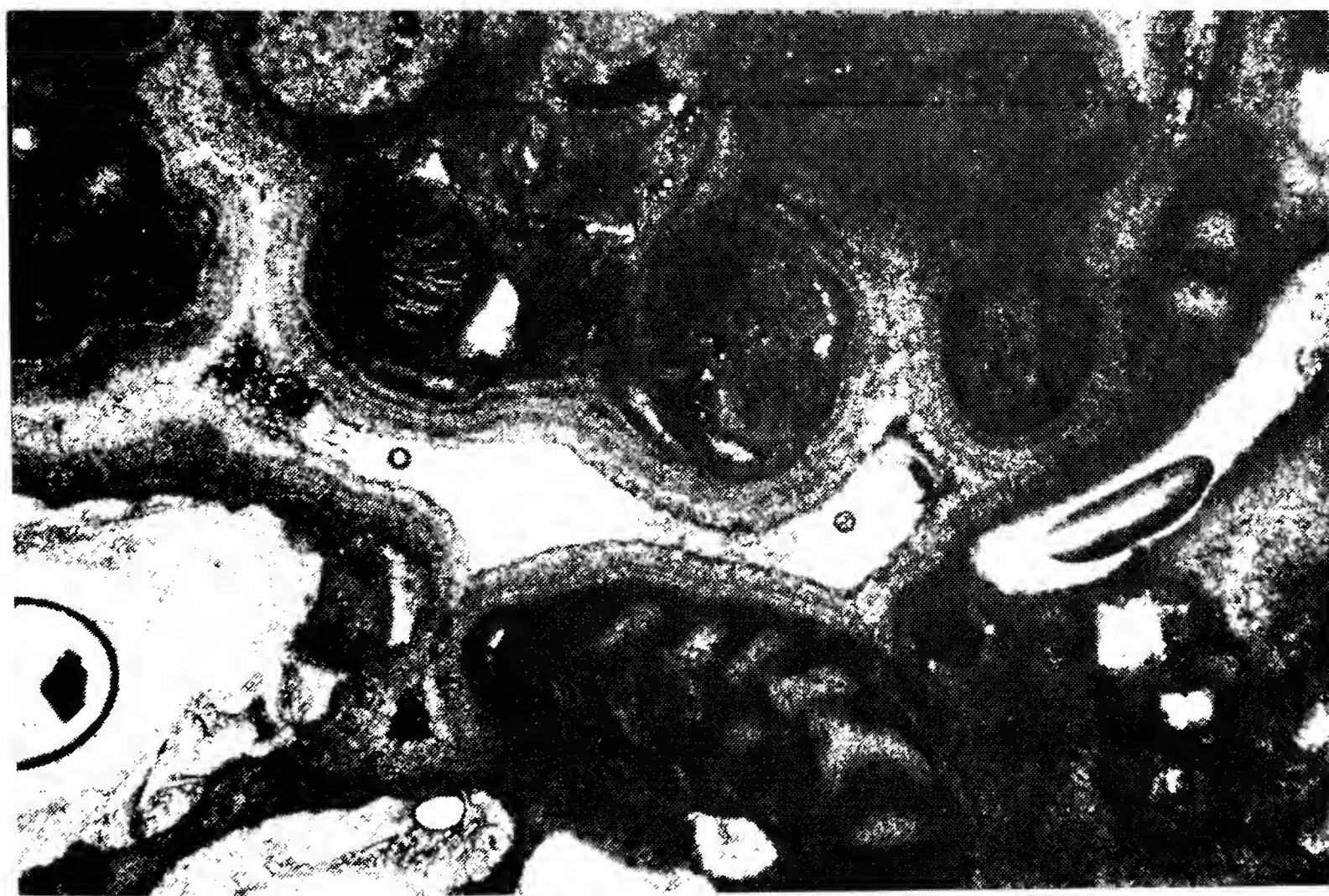
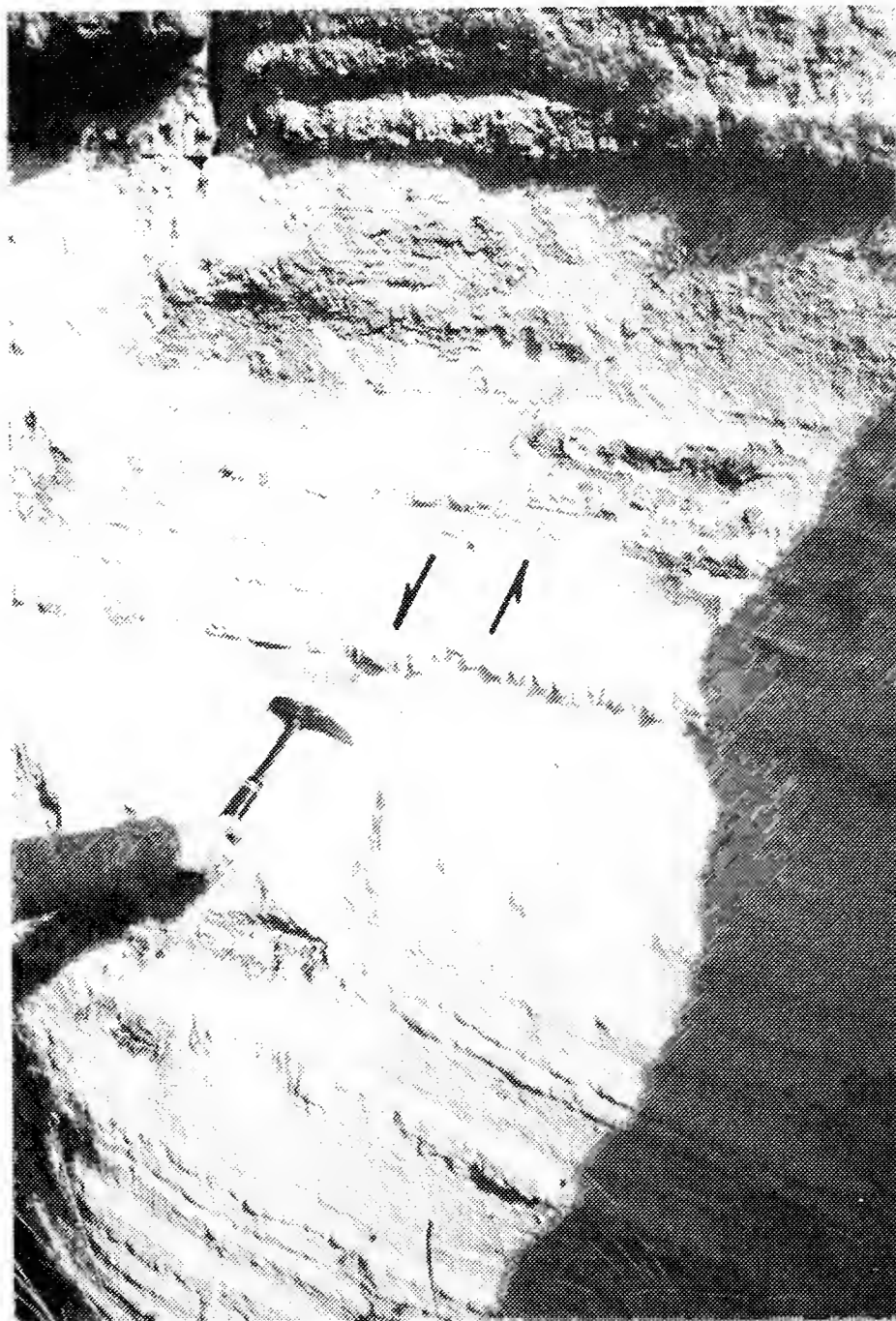
Plate XXIII/1. Vertical cross section of a synsedimentary normal fault (Biatorbágy). Note the upwards decreasing throw.

XXIII/2. tábla. Korai kiválású, a szemcséket egyenletesen körülvevő, rostos tengeri karbonát cement (vékonycsiszolat, 10× nagyítás).

Plate XXIII/2. Early marine, isopachous, fibrous carbonate cement (thin section, 10× magnification).

XXIII. tábla

Plate XXIII



XXIV. tábla – Plate XXIV

2.8. Szinszediment tektonikai jelenségek a Tétényi-fennsík szarmatájában.

PALOTÁS Klára

pp. 207–210

XXIV/1. tábla. Szinszediment tenziós hasadék térképi metszete (Sóskút, mészkőbánya). A törésvonal paralelogramma szerkezetet mutat.

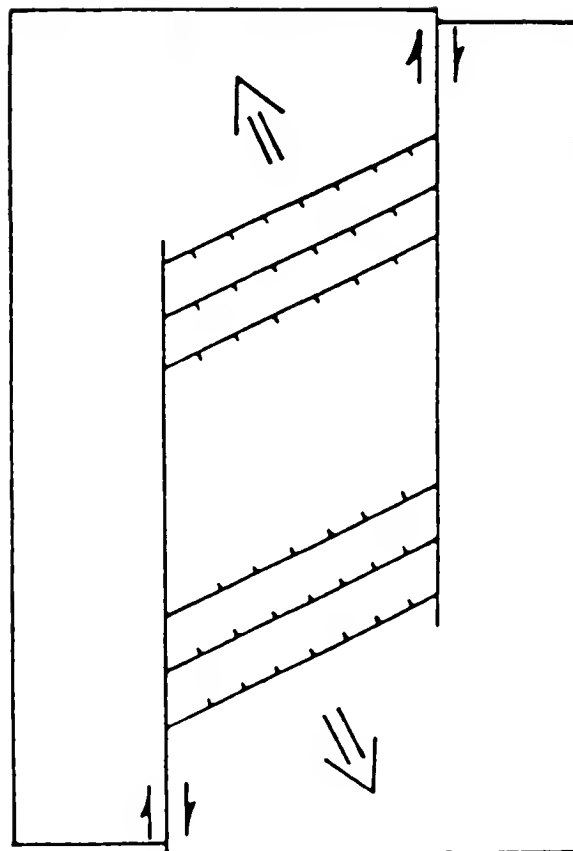
Plate XXIV/1. Horizontal cross section of a synsedimentary tension gash (Sóskút, limestone quarry). Note the paralelogram-like structure of the fault.

XXIV/2. tábla. Kulisszás szerkezet RAMSAY & HUBER (1987) alapján.

Plate XXIV/2. En-echelon structure after RAMSAY & HUBER (1987).

XXIV. tábla

Plate XXIV



XXV. tábla – *Plate XXV*

2.8. Szinszediment tektonikai jelenségek a Tétényi-fennsík szarmatájában.

PALOTÁS Klára

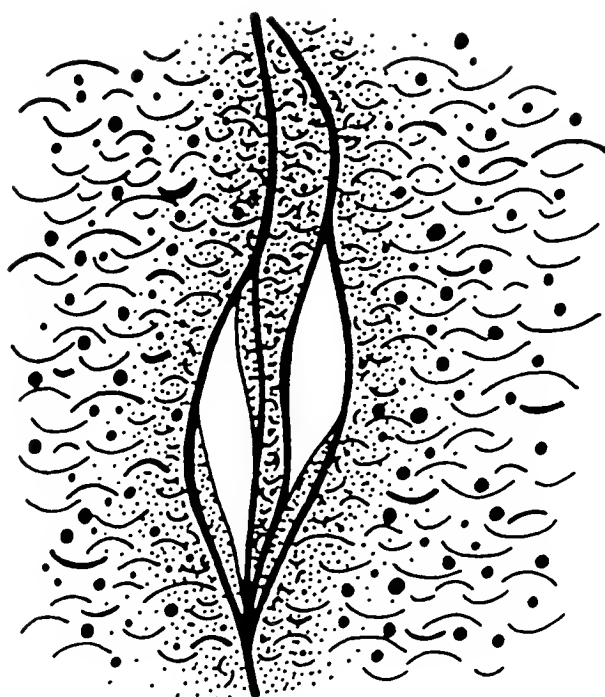
pp. 207–210

XXV/1. tábla. Szinszediment tenziós hasadék, közepén ismételt kinyílásra utaló repedéssel. A szinszediment törés központja felé fokozatosan megnövekszik a finomszemcsés frakció aránya.

Plate XXV/1. Synsedimentary tension gash with a rupture in the middle referring to a second extension. The percent of the fine material is gradually increasing towards the centre of the synsedimentary fault.

XXV/2. tábla. A kétfázisú hasadék elvi rajza.

Plate XXV/2. Sketch of the two-phase tension gash.



1 cm

Bár terjedelmi korlátot nem kívánunk szabni, kívánatos a tömör fogalmazás, és az állítások alátámasztásához szükséges adatok közlése.

A magyar (és angol) nyelvű kéziratot két példányban kérjük beküldeni. Az egyik példányhoz tartozó illusztrációs anyag nyomdakész rajz vagy ezzel azonos minőségű xeroxmásolat, ill. fényes felületű, kontrasztos fénykép legyen, a másik példányhoz tartozó lehet jó minőségű xeroxmásolat is, lehetőleg a véglegesnek elképzelt méretben.

A lektorálás után átdolgozott kéziratokat lehetőleg mágneslemezen (floppyn) kérjük beküldeni, mellékelve egy kinyomtatott példányt, amelyen a szövegszerkesztő programmal le nem írható jelek, ékezetek, egyenletek feltűnően be vannak jelölve.

Jelenleg IBM-kompatibilis személyi számítógépen a következő szövegszerkesztőkkel írt kéziratokat tudjuk elfogadni: WordStar, WordPerfect, Microsoft Word, PFS Write, PFS Professional Write, PFS First Choice, MultiMate, MultiMate Advantage, Volkswriter, IBM Writing Assistant, DisplayWrite, OfficeWriter, XyWrite III, ill. bármely szövegszerkesztőből ASCII kódban (DOS, Text Out) kimentett változat. Kérjük, írják rá a lemezre a szövegszerkesztő nevét és verziószámát.

A kézirat részei (kötelező, javasolt):

- a) *Cím*
- b) *Szerző(k) neve, postacíme*
- c) *Összefoglalás*
- d) *Bevezetés, előzmények*
- e) *Módszerek, a vizsgált anyag, ill. terület leírása*
- f) *Diszkusszió*
- g) *Eredmények, következtetések*
- h) *Köszönetek*
- i) *Irodalmi hivatkozások*
- j) *Ábrák, táblázatok és fényképtáblák aláírása*
- k) *Ábrák, táblázatok, fényképtáblák*

Az ábrákat arab, a táblázatokat és a fényképtáblákat külön-külön római számokkal jelöljük.

Az ábrák betűmérete a végleges méretre való kicsinyítés után legalább 1,5 mm, a vonalvastagság 0,1 mm legyen. Kívánatos, hogy az eredeti mérete legalább 50 %-kal haladja meg a közlés méretét.

A fényképeket kartonra ragasztva, a végleges tükröméretben kérjük.

Kihajtos táblázatot nem fogadunk el; kihajtos térképet is csak indokolt esetben, a szerkesztőbizottság döntése alapján. Színes térkép- vagy fényképmelléklet csak a szerző költségén közölhető.

Az irodalomjegyzék tételeire a szerző nevével és a megjelenés évszámával hivatkozunk. Pl.: Radócz (1974), (Császár & Haas, 1981), Kubovics et al. (1987).

Példák bibliográfiai adatok közlésére (a folyóiratok nevét ne rövidítsük!):

a) cikkek

Jaskó S. (1986): A Magyar-középhegység neogén rögszerkezete. (The Neogene block structure of the Central Hungarian Range). — *Földtani Közlöny* 118/4, 325-332 (in Hungarian with English summary).

b) kötetben közölt tanulmányok:

Benson, R.H., Gould, S.J. & Smith, W.A. (1984): Perfection, continuity, and common sense in historical geology. In: Berggren, W.A., Van Couvering, J.A. (eds.): *Catastrophes and Earth History: The New Uniformitarianism*, Princeton University Press, Princeton, 35-75.

c) könyvek:

Földvary, G.Z. (1988): *Geology of the Carpathian Region*. World Scientific, Singapore, 571 p.

A román, szlovák, szerbhorvát stb. ékezeteket kérjük bejelölni. Cirillbetűs munkánál (ha nincs idegennyelvű címe) kérjük az eredeti címet és szögletes zárójelben annak angol fordítását megadni.

Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a szerkesztőség a szerzőnek visszaküldi.

A cikk elfogadása esetén az angolra való fordításról, ill. a nyomdakész rajzok előállításáról a szerzőnek kell gondoskodnia.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Magyarhoni Földtani Társulat, 1027 Budapest, Fő u. 68.



Tartalom

- FODOR László, MAGYARI Árpád, FOGARASI Attila és PALOTÁS Klára
Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés
a Budai-hegységben. A Budai-vonai új értelmezése 129–305

* * *

Contents

- FODOR, László, MAGYARI, Árpád, FOGARASI, Attila & PALOTÁS, Klára
Tertiary tectonics and Late Palaeogene sedimentation in the Buda Hills,
Hungary. A new interpretation of the Buda Line 129–305