

A gerecei kréta törmelékes képződmények petrográfiai és petrológiai vizsgálata

Petrographical and petrological investigations
of the Cretaceous clastic sediments
of the Gerecse Mountains, Hungary

B. ÁRGYELÁN Gizella

ELTE Közvetlen Geokémiai Tanszék, H-1083 Budapest, Múzeum krt. 4/A.

(11 ábrával és 7 táblázzal)

Abstract

The detrital framework grain analysis, heavy mineral distribution of sandstones (Berriasian-Lower Albian(?)) and the chemical investigation of detrital chrome spinels gave a new evidence for the source area and for the palaeogeographic connection between the Gerecse clastic deposit and the Rossfeld Formation of the Northern Calcareous Alps.

Based on the detrital framework grain analysis the detritus of the Gerecse sedimentary basin have been eroded from a volcanic island arc, an oceanic suture zone and a continental crust reflecting mixed orogenic provenance areas, respectively. The acidic volcanic rock fragments (dacite-rhyolite) and granite, diorite, tonalite detritus in the Szentivánhegy Limestone Formation, the Felsővadács Breccia Member and in the basal beds of the Neszmély Formation indicate the contemporaneous CA volcanism in the source area. Detrital spinel grains in the Bajocian Bositra Limestone (Tardosbánya, Szél Hill) suggest that the erosion of the oceanic suture zone started in that time. The large amount of sand-size serpentinites, gabbro and dolerite detritus, rock fragments with different types of variolitic texture, chlorite with radial symmetry, as well as the detrital chrome spinel have been derived from the erosion of an ophiolite complex. Compositional populations of spinels from the Gerecse Mts. fall into the harzburgite field of POBER and FAUPL (1988) and can be classified as Type II and Type III alpine-type peridotites and ophiolites (DICK & BULLEN, 1984), consequently, showing close similarities to those of Rossfeld Formation. The main difference between the two formations is: the Rossfeld Formation does not contain acidic and ophiolitic rock fragments.

The provenance area for the detrital sequence of the Gerecse Mts. may have been the harzburgite subprovince of the Tethys-Vardar ocean similar to that of Rossfeld Formation.

Taking the latest palaeogeographic reconstructions into consideration, the Gerecse sedimentary basin was a foreland basin, in the frontal part of the obducted volcanic island-arc.

Keywords: detrital framework grain analysis, heavy minerals, chrome spinel, geochemistry, provenance, Cretaceous, clastic sediments, Gerecse, Rossfeld Formation, Hungary, Tethys, Vardar

Összefoglalás

A gerecei sziliciklasztos összlet (berriási-alsóalbai(?)) törmelékes alkotóinak, nehézasvány eloszlásának, és a törmelékes spinellek kémiai összetételének vizsgálata újabb bizonyítékokat adott a kréta törmelékes képződmények lehordási területére, az üledékes medence tektonikai helyzetére és az Északi Mészkö Alpok Rossfeldi rétegeivel alkotott paleogeográfiai kapcsolatára.

A gerecei üledékes medence óceáni szigetívről, óceáni szutúra zónáról és kontinentális kéregrészekről erodálódott törmelékanyaga többfázisú kollíziós folyamat eredményeként keletkezett.

A lehordási terület mészkálai vulkanizmusának nyomait a Szentivánhegyi Mészkőben, a Felsővadáci Breccsában és a Neszmélyi Formáció bázisrétegeiben lévő savanyú kiömlési közettörmelékek (dácit-riolit), valamint a gránit, diorit és tonalittörmelékek őrzik.

A tardosbányai Szelhegy bajóci korú bosítás mészkőrétegeiben előforduló törmelékes spinellek azt bizonyítják, hogy az óceáni kéregrészek eróziója már ekkor elkezdődött.

A nagy mennyiségű, homokméretű szerpentinitek, gabbró-, dolerit- és klorittörmelékek, valamint a különböző variolitos szövetű kőzetfragmentumok, a törmelékes Cr-gazdag spinellek ofiolit komplexum lepusztulásából származnak. A gerecei üledékes képződményekben lévő spinellek összetétele ($Cr\# = 0,35-0,85$, $Mg\# = 0,45-0,75$, TiO_2 s% < 0,2) – a Rossfeldi rétegek törmelékes spinelljeihez hasonlóan – a harzburgitok spinelljeivel (POBER és FAUPL, 1988) megegyező összetételű, és az alpi-típusú peridotitok és ofiolitok II. és III. csoportjába sorolható (DICK és BULLEN, 1984). A két formáció közötti karakterisztikus különbség, hogy a Rossfeldi rétegektől a savanyú és az ultrabázisos-bázisos közettörmelékek hiányoznak.

A gerecei törmelékes öszlet fő forrásterülete – a Rossfeldi rétegekhez hasonlóan – a Tethys-Vardar óceán szuturájának harzburgitos alprovinciája volt. A legújabb paleogeográfiai rekonstrukciókkal összhangban a gerecei üledékgyűjtő medence az obdukciós front előterében elhelyezkedő előtéri (foreland) medence volt.

Bevezetés

Az elmúlt években számos szedimentológiai és paleontológiai tanulmány (többek között FÜLÖP (1958), CSÁSZÁR és HAAS (1979, 1984), KÁZMÉR (1987, 1988), SZTANÓ (1990), FÉLEGYHÁZY és NAGYMAROSY (1991), SZTANÓ és BÁLDI-BEKE (1992), FOGARASI (1993)) foglalkozott a gerecei kréta (berriási-alsóalbai(?)) törmelékes öszlet (1. ábra; CSÁSZÁR, jelen kötetben) pontos korának, forrásterületének, a medence tektonikai helyzetének, valamint a képződmény paleogeográfiai kapcsolatainak meghatározásával az Alp-Kárpát-Dinári régión belül. Az azonos litológiai jellegek és az ammonitesz fauna alapján az Északi Mészkő Alpok Rossfeldi rétegeivel feltételezett paleogeográfiai rokonságot (HANTKEN, 1868) ezideig petrográfiai-petrologiai vizsgálatokkal nem támasztották alá.

FÜLÖP (1958) összefoglaló tanulmányában részletesen foglalkozott a gerecei törmelékes öszlet különböző

rétegsorainak ősmaradványaival, szemcseeloszlásával, karbonáttartalmával, kisebb hangsúlyt fektetve a nehézsavany- és vékonycsiszolatos közettani vizsgálatokra.

A közettani-geokémiai vizsgálatokra az alábbi, a képződményeket nagy vastagságban feltáró rétegsorokat választottam, hogy az üledékképződés folyamán a forrásterület összetételi változásai dokumentálhatók legyenek.

- Bersek hegy szelvénye (Bersek hánya, K-Gerecse). Berseki Marga Formáció turbidites közbetelepülései, Lábatlani Homokkő Formáció.
- Lábatlan Lb-36 fúrás: a Lábatlani Homokkő Formáció és a Köszörűkőbányai Konglomerátum Tagozat közötti átmeneti képződmény.
- Neszmély N-4 fúrás; Neszmélyi Formáció, Ny-Gerecse.

Módszerek

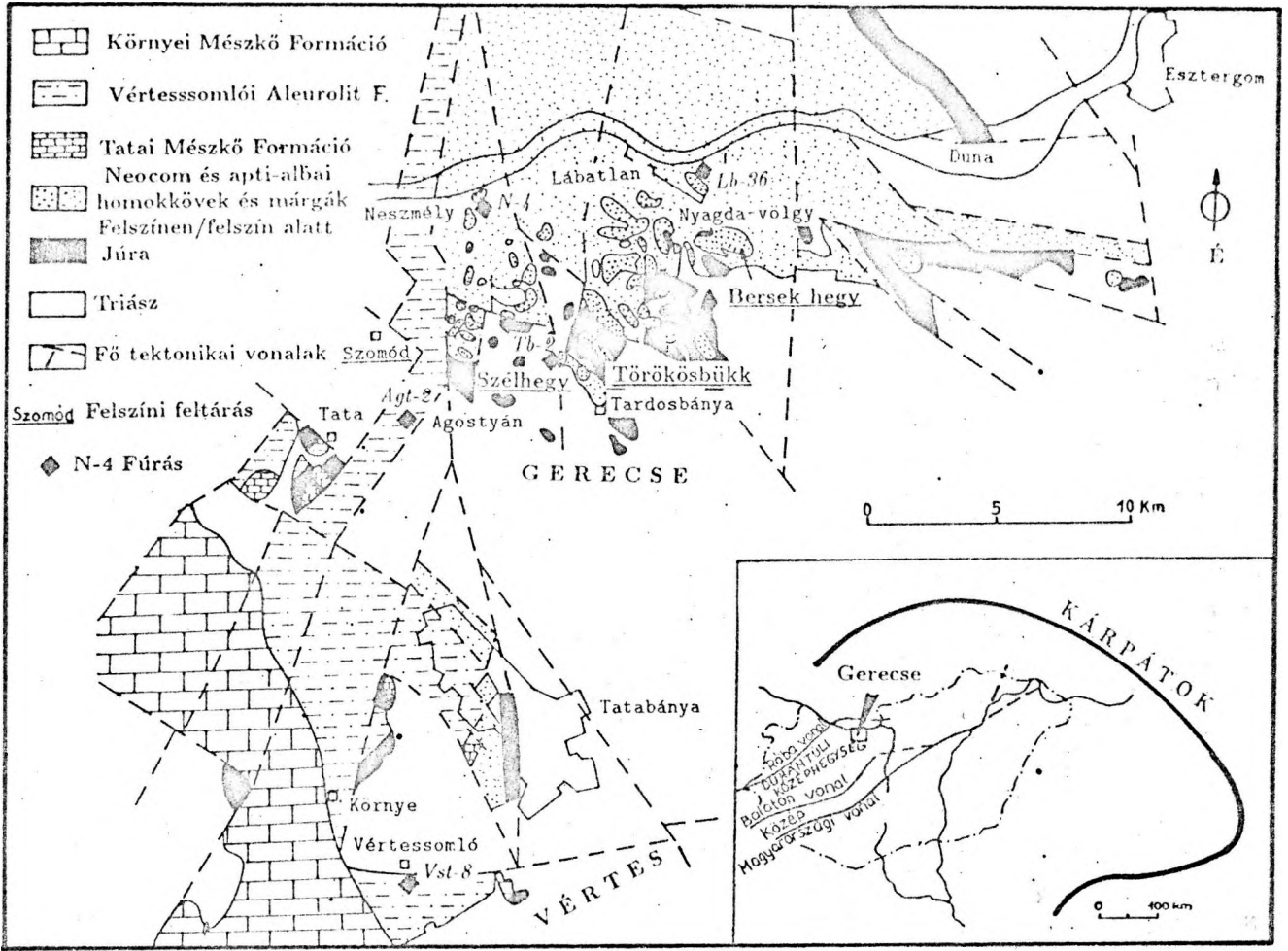
Három különböző közettani-geokémiai módszer alkalmazásával, a törmelékes szemcseanalízissel (Dickinson-módszer), a nehézsavanyok, valamint a törmelékes spinellek geokémiai vizsgálatával újabb bizonyítékok nyerhetők a törmelékes öszlet genetikájára.

Törmelékes szemcseanalízis (Dickinson-módszer)

Az arenitek törmelékes eredetű ásványszemcséinek és közettörmelékeinek megjelenése és egymáshoz viszonyított aránya szoros összefüggésben van a lehordási terület összetételével, valamint az üledékes medence tektonikai helyzetével (DICKINSON, 1970, 1985; DICKINSON és

SUCZEK, 1979; INGERSOLL és SUCZEK, 1979; ZUFFA, 1980; VALLONI és MAYNARD, 1981).

A törmelékes alkotók vizsgálatáa a Gazzi-Dickinson módszerrel történt, melynek lényege: a homokméretű (0,0625–2,0 mm) monomineralikus ásványszemcsék és az instabil közettörmelékek egymáshoz viszonyított arányának meghatározása a sáv-számlálásos (ribbon-counting) módszerrel (VAN DER PLAS, 1962). Az irodalomban a Gazzi-Dickinson, ill. a Dickinson hivatkozást egyaránt alkalmazzák a módszer elnevezésére. Az 1. táblázat a szemcsetípusok osztályozását és jelölését tartalmazza, amely alapját képezi az üledék érettségére utaló Qt-F-L, a lehordási területet tükröző Qm-F-Lt, a közettörmelékek arányát kifejező Qp-Lv-Ls és az ásványszemcsékre utaló



1. ábra. A kréta üledékek elterjedése a Gerecse hegységben és a Vértes előtérén - a vizsgált fúrások és a felszíni feltárások feltüntetésével (CSÁSZÁR és ÁRGYELÁN (1994) nyomán, módosítva).
 Figure 1. Geological sketch map of the Cretaceous sediments in Gerecse Mountains and Vértes Foreland showing the location of the studied boreholes and outcrops. (Modified after CSÁSZÁR and ÁRGYELÁN, 1994).

Qm-P-K diagramoknak (DICKINSON és SUCZEK, 1979; DICKINSON, 1970, 1985).

A lepusztulási területéről a közettörmelékeket osztályozó Qp-Lv-Ls diagramok több információt nyújtanak, mint a Qt-F-L és Qm-F-Lt diagramok. DICKINSON és SUCZEK (1979) rendszerét kiegészítve INGERSOLL és SUCZEK (1979) a közettörmelékek osztályozása alapján újabb összetételi mezőket rajzolt fel.

A Dickinson-módszer kritikus pontja a törmelék szemcsék pontos azonosítása, melyben segítséget nyújtanak a diagenetikus folyamatok (MCBRIDE, 1985), a porozitás (SHANMUGAM, 1985), és a szövet optikai vizsgálatai. A nehézasványokat, az eltérő hidrodinamikai és kémiai ellenállóképességük miatt, a módszer nem veszi figyelembe (MORTON, 1985). A törmelékes kőzetek petrográfiai vizsgálatánál olykor problémát jelenthet a medencén belüli (intrabasinal) és a medencén kívüli (extrabasinal) karbonátszemcsék elkülönítése (ZUFFA, 1980). A diagenetikus folyamatok hatására a karbonáttörmelék mikritesedhetnek, átkristályosodással az eredeti

szerkezetüket elvesztik, ezért a medencén kívüli karbonátszemcsék és egyéb, a medence belsejéből származó karbonáttörmelék (intra-klasztok, ooidok, peloidok, bioklasztok) nem számíthatók más közettörmelékhez (l. 1. táblázat).

Speciális számítási technika minimalizálhatja a kőzet összetételének szemcseméret-függőségét (ZUFFA, 1980). E szerint a holokristályos kőzetekből (pl. gránit) származó homokméretű, monomineralikus ásványszemcséket ásványokként és nem közettörmelékként osztályozzuk. A finomszemcsés mikrokristályos közettörmelék (pl. fillitek) eredeti szerkezetüket megtartva esnek szét kisebb darabokra és szállítódnak az üledékes medencébe. INGERSOLL et al. (1984) megfigyelései igazolták, hogy ugyanazon minta osztályozatlan és különböző, elkülönített mérettartományainak Dickinson-módszerrel történt tanulmányozása, a fenti mérési eljárást alkalmazva, hasonló eredményt adott. Tehát a törmelékes alkotók vizsgálatánál szükségtelen a homok és homokkő minták szitálása és a

különböző szemcseméretű frakciók külön-külön történő leszámllálása.

A./ Kvarcsejcsék ($Q_t = Q_m + Q_p$)

- Q_t = összes kvarcsejcsék
- Q_m = monokristályos kvarc (> 0.0625 mm)
- Q_p = polikristályos kvarc (v. kalcedon)

B./ Földpátsejcsék ($F = P + K$)

- F = összes földpát sejcsék
- P = plagioklász
- K = alkáliföldpát

C./ Instabil közettörmelékek ($L = L_v + L_s$)

- L = összes instabil közettörmelék
- L_v = vulkáni/metavulkáni közettörmelékek
- L_s = üledékes/enyhén metamorf üledékes közettörmelékek

D./ Összes közettörmelék ($L_t = L + Q_p$)

E./ L_c = medencén kívüli törmelékes karbonátszemcsék (nem tartoznak sem L -hez, sem L_t -hez; a háromszögdiagramokon nem szerepelnek).

1. táblázat. A törmelékes szemcsék osztályozása és jelölése [DICKINSON és SUCZEK (1979), DICKINSON (1970, 1985) nyomán].

Table 1. Classification and symbols of the main detrital grain types [after DICKINSON and SUCZEK (1979), DICKINSON (1970, 1985)]

A sáv-számlálásos módszer (ribbon-counting method), a vizsgálati sáv tetszőleges megválasztásával kiküszöböli a gyakorlatban elterjedt vonalmenti és pontszámlálásos módszerek a szemcsék eltérő méretéből adódó hibáit (VAN DER PLAS, 1962).

A homokkövek petrográfiai vizsgálata – a törmelékes alkotók elterjedése

A homokkő mintákban megfigyelt csekély számú kvarc továbbnövekedés, pátitos kalcittal kitöltött visszaoldódások, helyettesítések és ún. túlnövekedett pórusok (oversize pores), arra utalnak, hogy az összletet enyhe diagenetikus hatások érhették, melyek lényegesen nem módosították a homokkő összetételét. A képződmény diagenézis történetének vizsgálata a következő évek feladata lesz.

A vizsgált minták mikrites ill. pátitos kalcittal cementált, éretlen szövetű, 0,2–2,0 mm méretű magmás, metamorf és üledékes közettörmelékeket, 0,1–0,4 mm poli- és monokristályos kvarcot, plagioklász, alkáli földpátot és nehézásványokat tartalmazó kvarcgazdag, illetve közettörmelékes homokkövek.

Ásványtörmelékek

A mono- és polikristályos kvarcváltozatok szögletesek, változó szemcseméretűek (0,2–0,5 mm). A titon-berriási

A geressei sziliciklasztos rétegsor törmelékes alkotójának vizsgálata a fenti kritériumokat szemelőlő tartva, csiszolatonként 400–500 (esetenként 700) szemcsét leszámolva történt. A sáv-számlálásos módszer biztosítja, hogy a szemcseeloszlás Poisson jellegű lesz, tehát a relatív hiba egyenlő $1/\sqrt{n}$. A kiértékelés relatív hibája csak 400–500 szemcse leszámllálása esetén lesz kevesebb, mint 5 %.

Nehézásvány-analízis

A felaprított homokkő mintákat forró desztillált vizes átmosás után, a karbonátcement eltávolítása céljából, 10 %-os, forró sósavval oldottam. A 0,063–0,250 mm közötti frakciót bromoformmal szeparáltam. Minden egyes szeparátumban 200–300 átlátszó szemcsét számoltam le.

A törmelékes spinellek geokémiai vizsgálata

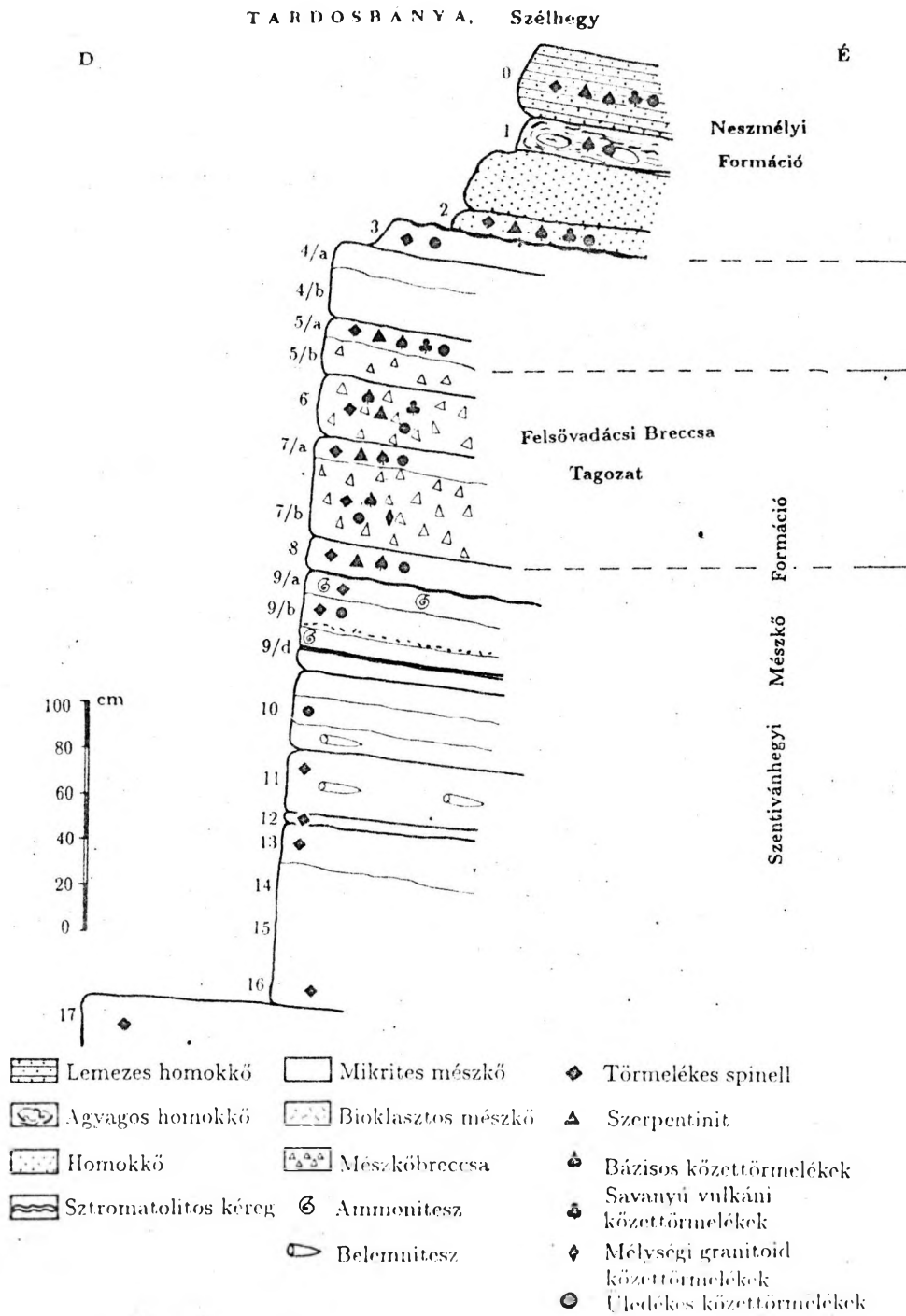
A homokkő és aleurolit minták szeparálása a nehézásvány vizsgálatoknál megszokott módon történt. Valamennyi nehézásvány frakciót kétkomponensű epoxi műgyantába ágyaztam be. Több mint 500 mikroszonda elemzés készült a geressei törmelékes összlet különböző formációiból, valamint a Vértes előtér apti-albai képződményeiből.

A spinellek elemzése a bécsi egyetem (Universität Wien) Geológiai, ill. Petrológiai Tanszékén készült.

A főelemek vizsgálata (Cr, Al, Fe, Mg) EDS, a nyomelemeké (Ti, Mn) pedig ARL-SEM Q WDS összekapcsolt rendszerű mikroszondán, 15 KV gyorsító feszültségen, standard korrekciós program (ZAF) felhasználásával történt 1990 és 1992-ben. A Fe^{2+}/Fe^{3+} kiszámítása a Droop-képlettel történt (DROOP, 1987).

calpionellás mészkőben (Szentivánhegyi Mészkő Formáció) és a törmelékes üledékciklus bázisrétegeiben (Tardosbánya szélhegyi (2. ábra), törökösbükki (3. ábra), Szomod lőtéri (4. ábra), Tardosbánya Tb-2 fúrás 115,7–110,0 m közötti szelvények) előforduló vulkáni kvarcsejcsék és a közettörmelékek alapján a forrásterületen savanyú vulkáni működés tételezhető fel, vagy a vulkáni eredetű kvarcok idősebb, savanyú vulkanitok áthalmozódásából származhatnak.

A földpát mennyisége a plagioklász–ortoklász–mikroclin–pertites ortoklász irányban csökken. Polarizációs mikroszkóppal savanyú, neutrális és bázisos plagioklász egyaránt elkülöníthető a geressei mintákban. Utóbbiak az üledékben megőrződött méretük alapján nem szenvedtek hosszú szállítást, a medence közel lehetett a forrásterülethez.



2. ábra. A tardosbányai Szélhegy rétegsora (CSÁSZÁR, nem publikált adatok) és törmelékes alkotóinak eloszlása. Az ábrán feltüntetett számok a minták helyét jelölik.

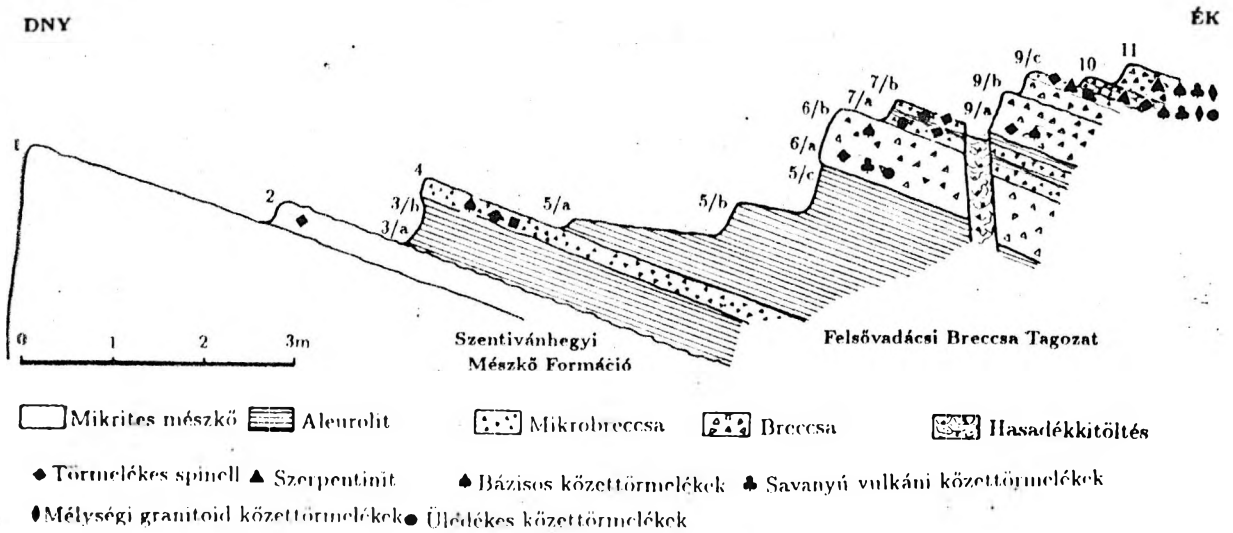
Fig. 2. Lithological section (after CSÁSZÁR, unpublished data) and detrital framework of the Szél Hill, Tardosbánya. The numbers are indicated the location of the samples.

Közzettörmelékek

A gerecsei kréta üledékek közzettörmelégeinek vizsgálata ezideig háttérbe szorult. FÜLÖP (1958) a berseki rétegsor alsó részét feltáró póckötetői, felsővadácsi és szélhegyi szelvényekben dachsteini és júra mészkő, tűzkő,

diabáz, valamint magmás és metamorf kőzetekre utaló ásványtörmelégeket dokumentált. Ugyancsak az említett szerző szerint a Berseki Márga homokkő közbe-településeinek és a Homokkő Rétegsopornak (Lábatlani Homokkő Formáció) a terrigén anyagát a kvarc > „színes elegyrészek” > földpát adják. A Kőszörűkőbányai Konglomerátum kavicsanyagában a júra tűzkő, bioklasztos

TÖRÖKÖSBÜKK



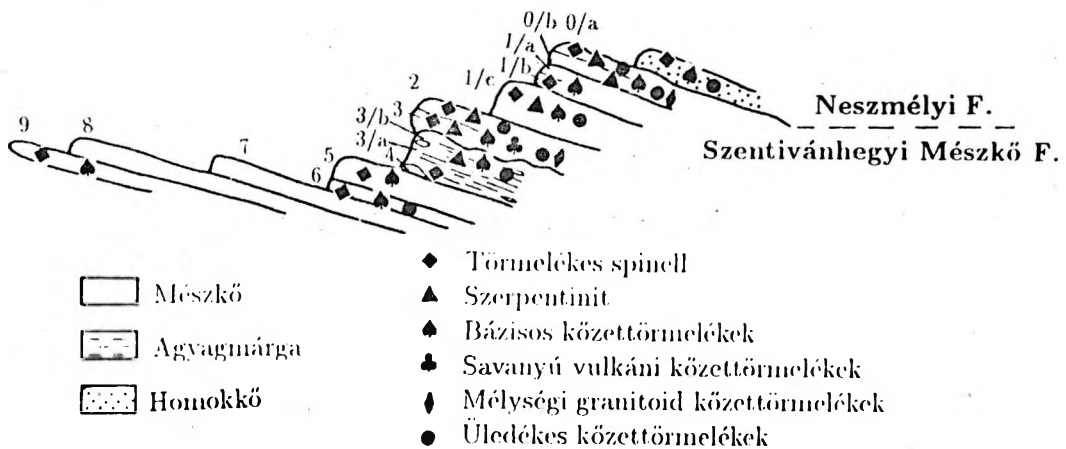
3. ábra. A törökösbükki feltárás júra és alsókréta rétegsorának szelvénye (CSÁSZÁR, nem publikált adatok) és a törmelékes alkotók eloszlása. Az ábrán feltüntetett számok a minták helyét jelölik.

Fig. 3. Lithological section (after CSÁSZÁR, unpublished data) and detrital framework of the Törökösbükk (Jurassic-Lower Cretaceous). The numbers are indicated the location of the samples.

SZOMÓD, TŰZKŐHEGY

1. Szelvény

M=1:20



4. ábra. A szomódi lőtér feltárásának rétegsora (CSÁSZÁR, nem publikált adatok) és törmelékes alkotóinak eloszlása. Az ábrán feltüntetett számok a minták helyét jelölik.

Fig. 4. Lithological section (after CSÁSZÁR, unpublished data) and framework of the outcrop nearby Szomód village. The numbers are indicated the location of the samples.

mészke és permii kvarchomokkő dominál. VASKÓ-DÁVID (1988) a berseki rétegsorban a krómspinellek mellett előforduló szerpentinit és diabáz törmelékek forrásanyagát - a mai földrajzi pozíciókból kiindulva - a Szepes-Gömöri

Ércegségben, Tiba község határában kibukkanó mállott szerpentinitömbben kereste.

Ofiolit komplexumból származó törmelékek

A berseki üledékgyűjtő medence bázisrétegeiben (2-4. ábra) a nem pszeudomorf, összefogazódó szemcsés szövétű szerpentinitek jellemzőek. A Berseki Márga turbidites homokkő közbetelepüléseiben, a Lábatlani Homokkőben és a Neszmélyi Formációban az összefogazódó szemcsés és az egymásbahatoló szemcsés szövétű szerpentinitek dominálnak (NAGY, szóbeli közlés). Utóbbi formációban elsórtan alacsony fokú zöldpala fáciesre jellemző p, T között képződött basztit (MOODY, 1976) is előfordul. A Kőszörűkőbányai Konglomerátum alsó részzeit feltáró Lábatlan Lb-36 fúrás mintáiban gyakoribbak a pszeudomorf un. „homokóra” szövétű a hálós szövétű szerpentinít és basztit szemcsék.

A (0,1)-0,5-1,5-2,0 mm méretű bázisos közettörmelékek elsórsorban a szövétű bélyegek, másodsorban a plagioklász optikai tulajdonságai alapján azonosíthatók. Az eredeti kőzet színes elegyrészei teljesen elváltak, kloritosodtak, limonitosodtak, ill. hematitosodtak. A plagioklászlecek albitosodtak, enyhén kloritosodtak, ritkán karbonátosodtak.

Az elsórtan megjelenő, 0,4-0,6 mm méretű, szubvulkáni régióban keletkező gabbrótörmelékben a plagioklász albitosodott, a kőzet színes szilikátásványai kloritosodtak, limonitosodtak (ÁRGYELÁN, 1989, 4. ábra). Ritkán saussuritesedés hatására képződő klinozoitit is megfigyelhető a törmelékszemesékben.

A 0,3-0,8 mm méretű, intergranuláris szövétű törmelékek a Berseki Márga homokkő közbetelepüléseiben gyakoriak, a Lábatlani Homokkőben, a Kőszörűkőbányai Konglomerátumban és a Neszmélyi Homokkőben ritkábbak. A kőzet vázát egymással nem érintkező plagioklászok alkotják, a köztes térben eredetileg elhelyezkedő augit, olivin, opak ásványok limonitosodtak, kloritosodtak. Szerencsés esetben a törmeléken belül megőrződhet a lepusztult kőzet színes elegyrészeinek, például az olivinnak reliktauma is. Az intergranuláris szövétűtípus bázisos szubvulkáni, néha mélységi kőzetekre (doleritre, ritkán gabbróra) jellemző.

A 0,2-0,4 mm méretű, kissé kerekített, interszertális szövétű törmelékben az egymással érintkező, vázalkotó plagioklászok közötti térben lévő kőzetüveg vagy másodlagos ásványok (szerpentinít, limonit) kloritosodtak, vagy teljes mértékben limonitosodtak. A tenger alatti hidrotermális metamorfózis hatására zeolitosodott, kovásodott fragmentumok feltehetően párnaláva (pillow) belsejéből származó bazalttörmelékek. Az átalakulás mértéke főként a kiindulási kőzet párnalávan belüli helyzetétől és a tengervízzel való érintkezésének mértékétől függ.

A párnalávákban és a telérekben, lávapadokban a kőzetek szövete az üveges alapanyagban elhelyezkedő sferulitostól a durvább variolitostól, a doleritek-re-gabbrókra jellemző szubofitos-ofitos típuson keresztül fokozatosan megy át az interszertális-intergranuláris típusba. A vizsgált anyagban mindezek a szövétűtípusok megtalálhatók, amelyek valószínűleg párnaláva (vagy telér) különböző részeiből származnak.

Szintén ofiolit-sorozatbeli kőzetekből származhat a vázkristályos, kloritosodott bázisos kőzetüveg, valamint a bazaltok hólyagüregeiben kiváló sugaras, mozaikus szerkezetű klorit.

Az epidotot, klinozoitot, albitot tartalmazó, rendkívül ritkán előforduló kőzetdarabok (Neszmélyi Formáció, ÁRGYELÁN, 1989) és a törmelékes aktinolit/tremolit a fent említett ofiolit komplexum zöldpala fáciesű képződményének lepusztulásából származhatnak.

Mélységi neutrális és savanyú törmelékek

A diorit holokristályos szövétű kőzettörmelékait földpát, agyagásványosodott, andezin-oligoklász összetételű plagioklász és az eredeti kőzet színes szilikátásványainak (hornblende, piroxén) kloritosodottmaradványai alkotják. Az alapanyag Fe-gazdag klorittá, helyenként limonittá alakult. Az ide sorolható kőzetfragmentumok a Tardosbánya Tb-2 fúrásban és a törökösbükki szelvény (3. ábra) calcionellás mészkőrétegeiben gyakoriak, a Berseki Márga turbidites homokkő közbetelepüléseinek felsőbb szintjeiből és a Lábatlani Homokkőből hiányoznak.

A tonalit fragmentumok szubvulkáni régióból lepusztult, uralkodóan savanyú plagioklász porfirok, alárendelten egyenes és unduláló kioltású kvarcszemcsék, valamint járulékos ásványok (csillám, ilmenit) alkotta közettörmelékek. Az eredeti kőzet színes elegyrészeinek mállásával különböző, eltérő összetételű Fe-Mg kloritok keletkeztek.

A kvarc- és ortoklászmentes, oligoklászporfirok alkotta, részben utólagosan karbonátosodott, alárendelten kloritosodott, egyes esetekben a 2,0 mm-t is meghaladó méretű tonalit-törmelék eredete kérdéses. Ezek származhatnak az ofiolitok réteges komplexumához kapcsolódó, általában teléreként megjelenő plagiogranit-oligoklászit (trondhjemit) differenciátumokból is. Ezek a fragmentumok a gerecesei üledékciklus bázisrétegeiben fordulnak elő, a Lábatlani Homokkőből és a Neszmélyi Formációból hiányoznak.

A legtöbb és legpontosabban azonosítható, 0,3-0,6 mm méretű gránittörmelék a berseki rétegsor alsó részének turbidites homokkő közbetelepüléseiben és a Tardosbánya Tb-2 fúrás egyes szintjeiben található. A kőzetfragmentumokat unduláló kioltású kvarc, kaolinitesedett ortoklász, enyhén kloritosodott andezin-oligoklász összetételű plagioklász alkotja. Az eredeti kőzet színes ásványai kloritosodtak, limonitosodtak, a földpátok helyenként kalcitosodtak. Az frásgránitos szövétű, eutektikus összetételű kvarc és ortoklász orientált összenövésével keletkező kőzetek a gránit-monzonit sorozat tagjai. Az andezin-oligoklász összetételű plagioklászok, a pertites ortoklász és mikroklin, az unduláló kioltású és polikristályos kvarctörmelékek szintén gránitos-granodioritos lepusztulási terület jelzői.

Savanyú kiömlési vulkáni törmelékek

A titon-berriási calcionellás mészkőben és a Neszmélyi Formációban (Tardosbánya Tb-2 fúrás) megjelenő

savanyú vulkáni törmelékek üveges vagy kriptokristályos alapanyagban andezin-oligoklász összetételű plagioklászporfirokat tartalmazó, dácit-riolit kőzetek fragmentumai.

Savanyú kiömlési kőzetekből származnak a közettörmelékekkel azonos szintben előforduló vulkáni eredetű kvarc szemcsék is. A savanyú fragmentumok mennyisége az üledékképződés során fokozatosan csökken, a szögletes monokristályos és polikristályos kvarc mennyiségének növekedésével (5-7. ábra).

A geressei sziliciklasztos üledékciklus bázisrétegeiben domináló neutrális és savanyú mélységi, ill. dácitos-riolitos vulkáni kiömlési törmelékek, a vulkáni eredetű kvarc, andezites-riolitos vulkáni szigetív működését bizonyítják a lepusztulási területen. Az erózió elérhette az

ív mélyebb gyökérrégióit is, gránitos-granodioritos törmelékeket szolgáltatva a lehordási területhez közel eső üledékes medencékbe.

Metamorf és üledékes közettörmelékek

A vulkáni eredetű fragmentumokhoz és a polikristályos kvarc szemcsékhez (l. 5-7. ábra) viszonyítva alárendelt mennyiségben előforduló metamorf közettörmelékeket fillit, agyagpala, metahomokkő és kvarcit, az üledékes törmelékeket – mennyiségileg csökkenő sorrendben – kova, homokkő, radiolarit és mészkő alkotják, melyek az áttolódott, felgyűrt öv kontinentális kéregrészeiből erodálódhattak és szállítottak a medencébe.

Mintaszám	F-Qm-L			F-Qt-L			Lv-Qp-Ls			P-Qm-K		
	F %	Qm %	Lt %	F %	Qt %	L %	Lv %	Qp %	Ls %	P %	Qm %	K %
L-46	3.7	43.6	52.7	2.9	73.3	23.8	19.4	62.3	18.3	1.8	92.1	6.1
L-67	5.9	25.1	69.1	5.9	67.9	26.3	19.0	62.0	19.0	7.2	81.0	11.8
L-84	4.8	34.7	60.5	4.8	74.0	21.2	12.4	64.9	22.7	9.1	87.8	3.0
L-87	5.1	35.7	59.3	5.1	72.9	22.0	14.8	62.8	22.4	6.2	87.6	6.2
L-94	2.8	35.9	61.2	2.8	76.4	20.8	13.5	66.0	20.5	3.0	92.7	4.3
D-45	4.7	15.2	80.1	4.7	32.6	62.8	66.2	21.7	12.2	8.8	76.5	14.7
D-65	10.0	20.0	70.0	10.0	37.3	52.7	65.9	24.7	9.3	6.4	66.7	26.9
D-74	4.3	10.2	85.5	4.3	30.4	65.3	64.7	23.6	11.7	20.3	70.3	9.4
D-87	4.3	8.0	87.7	4.2	27.4	68.4	74.4	20.5	5.1	14.3	81.0	4.8
E-6	9.2	14.0	76.8	9.2	26.6	64.2	78.6	16.4	5.0	22.3	60.2	17.5
E-34	4.7	15.0	80.4	4.7	34.4	60.9	64.2	24.2	11.7	5.7	76.1	18.2
E-48	8.4	10.5	81.1	8.4	31.7	59.9	67.4	26.2	6.5	8.9	55.7	35.4
E-61	7.4	20.3	72.3	9.3	41.1	49.6	68.3	24.0	7.7	9.3	73.2	17.5
E-100	7.0	23.0	70.0	7.0	41.2	51.8	58.9	26.0	15.1	10.0	76.7	13.3
E-112	6.3	17.8	75.9	6.3	40.9	52.8	55.1	30.5	14.5	11.7	73.8	14.6

2. táblázat. A törmelékes alkotók százalékos eloszlása a Berseki Mária Formáció turbidites homokkő közbetelepüléseiben és a Lábatlani Homokkő Formációban, Bersek hegy. F, Qm, Lt, F, Qt, L, Lv, Qp, Ls, P, Qm, K lásd 1. táblázat. A minták rétegtani helyét az 5. ábra szemlélteti.

Table 2. Mean framework modes of Bersek Marl Formation (turbiditic intercalations) and Lábatlan Sandstone Formation, Bersek quarry. F, Qm, Lt, F, Qt, L, Lv, Qp, Ls, P, Qm, K see in Table 1. The stratigraphic position of the samples are indicated in Fig. 5.

A törmelékes alkotók eloszlása

A Dickinson módszert és a sáv-számlálásos technikát alkalmazva három, a képződeményeket nagy vastagságban feltáró rétegsor kimérésére került sor. A törmelékes szemcseanalízis eredményeit a 2-4. táblázat és a 8. ábra szemlélteti.

A törmelékes alkotók eloszlása alapján a vizsgált geressei összlet homokkövei kvarcgazdag közettörmelékes homokkövek (Lábatlani homokkő), ill. közettörmelékes homokkövek (Berseki Mária homokkő közbetelepülései, Kőszőrűkőbányai Konglomerátum homokkő rétegei, Neszmélyi Formáció a litofáciése).

A Bersek bánya mintáinak rétegtani helyzetét és összetételét vizsgálva (5. ábra, 8. ábra, 2. táblázat) figyelemre méltó következtetésre juthatunk: a Berseki Mária (E és D minták) leülepedését követő üledékszámlás (slump) feltehetően több méter vastagságú üledéket pusztított le, így a két, eltérő összetételű rétegsor (5.

ábra) közötti átmenet ma már nem nyomonozható, feltevézve, hogy a lepusztulási terület folyamatosan tolódott el az óceáni kétegtől a kontinentális felé (ÁRGYELÁN, 1993). A rétegsorban elkülönített kvarcgazdag közettörmelékes homokkövek, ill. közettörmelékes homokkövek a FOGARASI (1993) által, a szemcseméret és a belső üledékes szerkezet alapján leírt laminált és gradált homokkövekkel azonosíthatók.

A polikristályos kvarc és kovatórmelékekben gazdag, a Lábatlani Homokkő és a Kőszőrűkőbányai Konglomerátum közötti átmeneti képződeményt feltáró Lábatlan Lb-36 fúrás (6. és 8. ábra) homokkő mintái a Qp-Lv-Ls diagramon a „szubdukciós komplexum” és a „kevert orogén eredetű homok/homokkövek” mezejére esnek (ÁRGYELÁN, 1991).

A Neszmélyi Formációban a Qt-F-L és Qp-Lv-Ls diagramokon (8. ábra) a vastag nyíl irányában határozott

Mintaszám	F-Qt-L			Lv-Qp-Ls			F-Qm-Lt			P-Qm-K		
	F%	Qt%	L%	Lv%	Qp%	Ls%	F%	Qm%	Lt%	P%	Qm%	K%
16.	4.8	74.0	21.2	15.7	61.1	23.1	4.8	40.7	54.5	0.5	89.5	9.9
19.	7.4	66.5	26.1	22.2	61.2	16.6	7.4	25.3	67.2	2.3	77.3	20.5
27.	1.6	53.8	44.6	39.1	43.1	17.8	1.6	19.9	78.5	0.0	92.6	7.4
31.	2.7	55.8	41.5	30.7	45.9	23.5	2.7	20.7	76.7	0.9	88.6	10.5
33.	1.6	49.6	48.8	37.8	36.4	25.8	1.6	21.6	76.8	0.8	93.1	6.1
34.	2.3	61.4	36.3	28.2	54.0	17.8	2.3	18.9	78.9	0.0	89.3	10.7
38.	1.9	56.4	41.6	34.9	46.9	18.2	1.9	19.6	78.5	1.1	91.0	7.9
42.	2.9	57.8	39.3	28.7	46.8	24.5	2.9	23.3	73.8	1.9	88.8	9.3
46.	4.9	50.4	44.7	32.7	41.3	26.0	4.9	18.9	76.2	0.0	79.5	20.5
49.	1.5	48.8	49.7	37.5	37.7	24.7	1.5	18.7	79.8	2.3	92.4	5.3
51.	1.9	48.1	49.9	35.9	37.2	26.9	1.9	18.5	79.5	1.5	90.5	8.0
55.	2.8	55.2	42.1	32.2	39.7	28.2	2.8	27.5	69.7	1.0	90.9	8.2
58.	3.4	49.7	46.9	35.6	36.7	27.6	3.4	22.5	74.1	0.9	86.8	12.3
62.	2.9	57.5	39.6	36.2	41.0	22.9	2.9	30.0	67.1	3.8	91.1	5.1
64.	5.7	48.8	45.5	31.3	35.0	33.7	5.7	24.3	70.0	5.3	81.0	13.7
68.	2.7	57.9	39.4	30.7	44.8	24.5	2.7	25.8	71.5	2.1	90.5	7.4
71.	3.2	60.7	36.0	25.9	49.3	24.8	3.2	25.7	71.1	2.8	88.8	8.4
75.	6.8	65.4	27.8	21.1	57.9	21.1	6.8	27.2	66.0	6.2	80.0	13.8
80.	3.3	62.7	34.0	33.7	52.8	13.4	3.3	24.6	72.0	1.3	88.1	10.7

3. táblázat. A törmelékes alkotók százalékos eloszlása a Lábatlan Lb-36 fúrásban. F, Qm, Lt, F, Qt, L, Lv, Qp, Ls, P, Qm, K lásd 1. táblázat. A minták rétegtani helyét a 6. ábra szemlélteti.

Table 3. Mean framework modes of the borehole Lábatlan Lb-36. F, Qm, Lt, F, Qt, L, Lv, Qp, Ls, P, Qm, K see in Table 1. The stratigraphic position of the samples are indicated in Fig. 6.

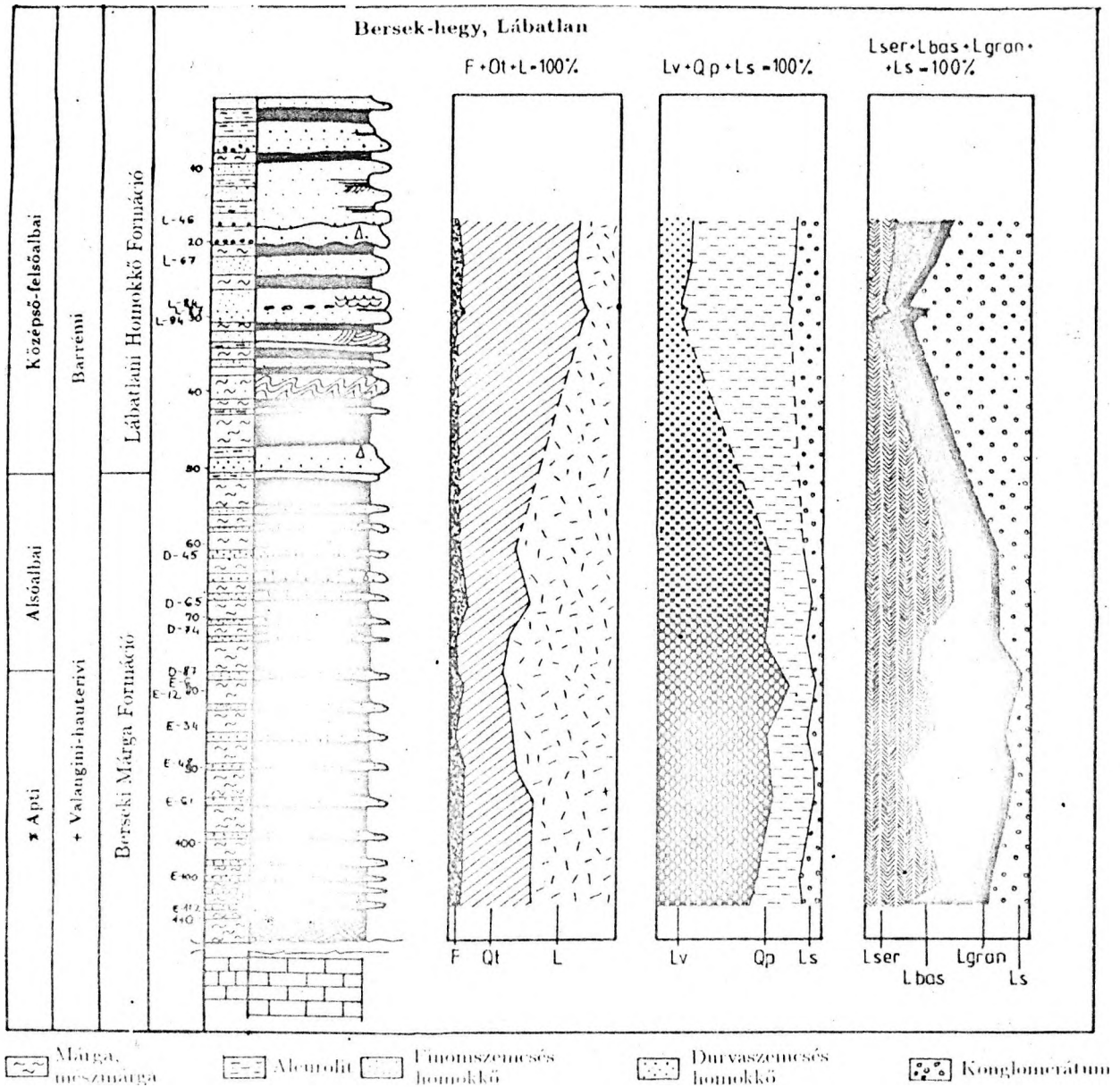
Mintaszám	F-Qt-L			Lv-Qp-Ls			F-Qm-Lt			P-Qm-K		
	F%	Qt%	L%	Lv%	Qp%	Ls%	F%	Qm%	Lt%	P%	Qm%	K%
1. 27.2m	0.1	92.3	7.6	0.5	88.2	11.4	0.1	35.5	64.3	0.4	99.6	0.0
2. 51.0	0.0	77.2	22.8	2.3	67.0	30.7	0.0	30.9	69.1	0.0	100.0	0.0
3. 52.0	0.0	82.3	17.7	0.0	66.7	33.3	0.0	47.0	53.0	0.0	100.0	0.0
8. 59.0	0.2	73.4	26.4	1.7	55.9	42.4	0.2	40.4	59.3	0.3	99.4	0.3
16. 69.0	2.2	78.1	19.7	1.3	61.9	36.9	2.2	46.1	51.8	1.4	95.5	3.2
24. 80.0	0.2	51.9	47.9	1.4	28.2	70.4	0.2	33.1	66.7	0.6	99.4	0.0
25. 81.0	0.6	66.1	33.3	0.2	49.1	50.7	0.6	34.0	65.4	1.0	98.3	0.7
26. 83.0	0.0	34.9	65.1	0.6	31.6	67.8	0.0	4.8	95.2	0.0	100.0	0.0
33. 90.0	0.0	55.4	44.6	0.0	42.9	57.1	0.0	21.9	78.1	0.0	100.0	0.0
38. 97.0	3.5	85.8	10.8	0.0	74.2	25.8	3.5	54.7	41.8	1.1	94.0	4.9
46. 112.0	2.7	81.2	16.1	0.6	71.2	28.2	2.7	41.4	55.9	1.6	93.9	4.5
47. 141.0	2.0	54.6	43.4	1.4	27.1	71.5	2.0	38.5	59.5	1.4	95.0	3.5
57. 194.0	2.0	77.3	20.7	0.4	60.9	38.7	2.0	45.0	52.9	0.0	95.7	4.3
68. 271.0	6.0	72.3	21.6	3.3	56.6	40.1	6.0	44.1	49.9	2.2	88.0	9.8
71. 275.0	2.8	55.9	41.3	40.5	28.3	31.2	2.8	39.6	57.6	3.5	93.4	3.0
74. 285.0	4.2	71.4	24.4	7.3	56.5	36.3	4.2	39.8	56.0	2.1	90.4	7.5
81. 307.0	7.3	70.5	22.2	1.7	54.4	43.9	9.2	29.7	61.1	3.9	76.3	19.7
95. 341.0	4.1	68.9	27.0	10.9	55.4	33.7	4.1	35.2	60.7	1.7	89.6	8.7
97. 375.0	4.1	42.8	53.0	39.2	28.6	32.3	4.1	21.6	74.3	0.8	84.0	15.3
98. 380.0	3.3	38.6	58.1	37.0	31.2	31.8	3.3	12.3	84.4	3.3	78.7	18.0
106. 401.0	19.4	31.2	49.4	53.8	21.5	24.7	19.4	17.6	63.0	7.9	47.6	44.5
116. 420.0	13.2	50.1	36.8	33.5	35.4	31.0	13.2	29.9	56.9	9.2	69.5	21.3
119. 423.0	5.1	43.4	51.5	15.7	66.7	17.6	4.8	19.0	76.2	6.7	80.0	13.3

4. táblázat. A törmelékes alkotók százalékos eloszlása a Neszmélyi Formációban, Neszmély N-4 fúrás. F, Qm, Lt, F, Qt, L, Lv, Qp, Ls, P, Qm, K lásd 1. táblázat. A minták rétegtani helyét a 7. ábra szemlélteti.

Table 4. Mean framework modes of the borehole Lábatlan Lb-36. F, Qm, Lt, F, Qt, L, Lv, Qp, Ls, P, Qm, K see in Table 1. The stratigraphic position of the samples are indicated in Fig. 7.

petrológiai fejlődés rajzolódik ki (ÁRGYELÁN, 1989): a rétegsorban felfelé haladva (7. ábra) az óceáni eredetű

törmelékek mennyisége fokozatosan csökken, a kontinentális eredetű fragmentumoké növekszik (a-b litofácies, 8. ábra).



5. ábra. A Bersek hegy alsókréta rétegsorának szelvénye és törmelékes alkotóinak eloszlása (ÁRGYELÁN, 1993 nyomán). Koradatok: * FÉLEGYHÁZY és NAGYMAROSY (1991), + FÜLÖP (1958) F: összes földpátszemese; Qt: összes kvarcsezemese; L: összes instabil kőzettörmelék; Lv: vulkáni/metavulkáni kőzettörmelékek; Qp: polikristályos kvarc (v. kalcidon); Ls: üledékes/enyhén metamorf üledékes kőzettörmelékek (l. 1. táblázat).

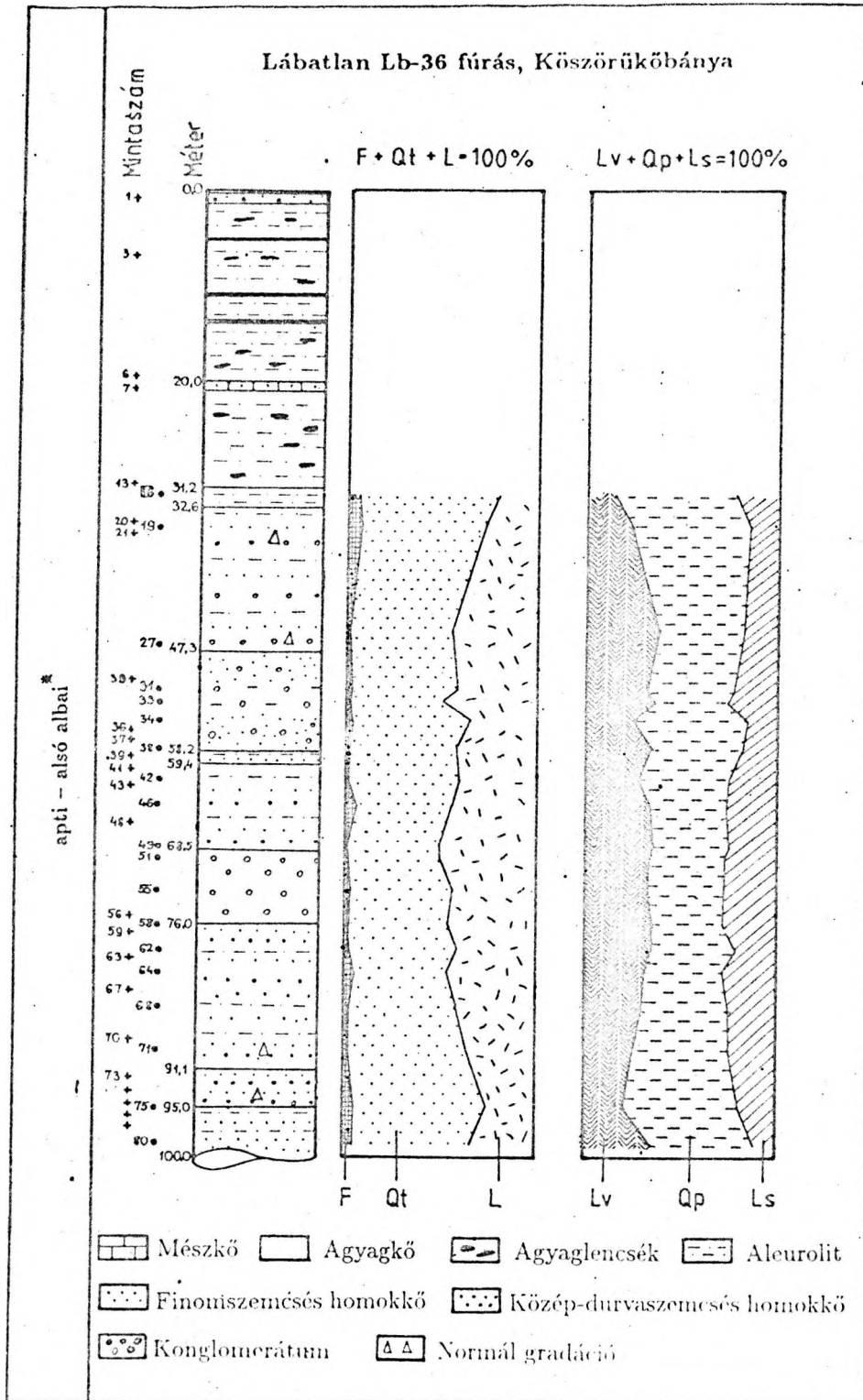
Fig. 5. Lithological section and relative abundance of the main detrital components of the Lower Cretaceous sequence of Bersek quarry (after ÁRGYELÁN, 1993). Age: * FÉLEGYHÁZY and NAGYMAROSY (1991), + FÜLÖP (1958). F: total feldspar grains; Qt: total quartzose grains; L: total instabil lithic fragments; Lv: volcanic/metavolcanic lithic fragments; Qp: polycrystalline quartz (or chalcedony); Ls: sedimentary/metasedimentary lithic fragments (see Table 1.).

A homokkő összetétele és a geressei üledékes medence tektonikai helyzete

A Dickinson diagramokon az adatok elhelyezkedése látszólag ellentmondásos (8. ábra). MACK (1984) példák-
kal igazolta, hogy a földtörténet során leülepedett homok-
kövek törmelékes alkotói a háromszög-diagramokon

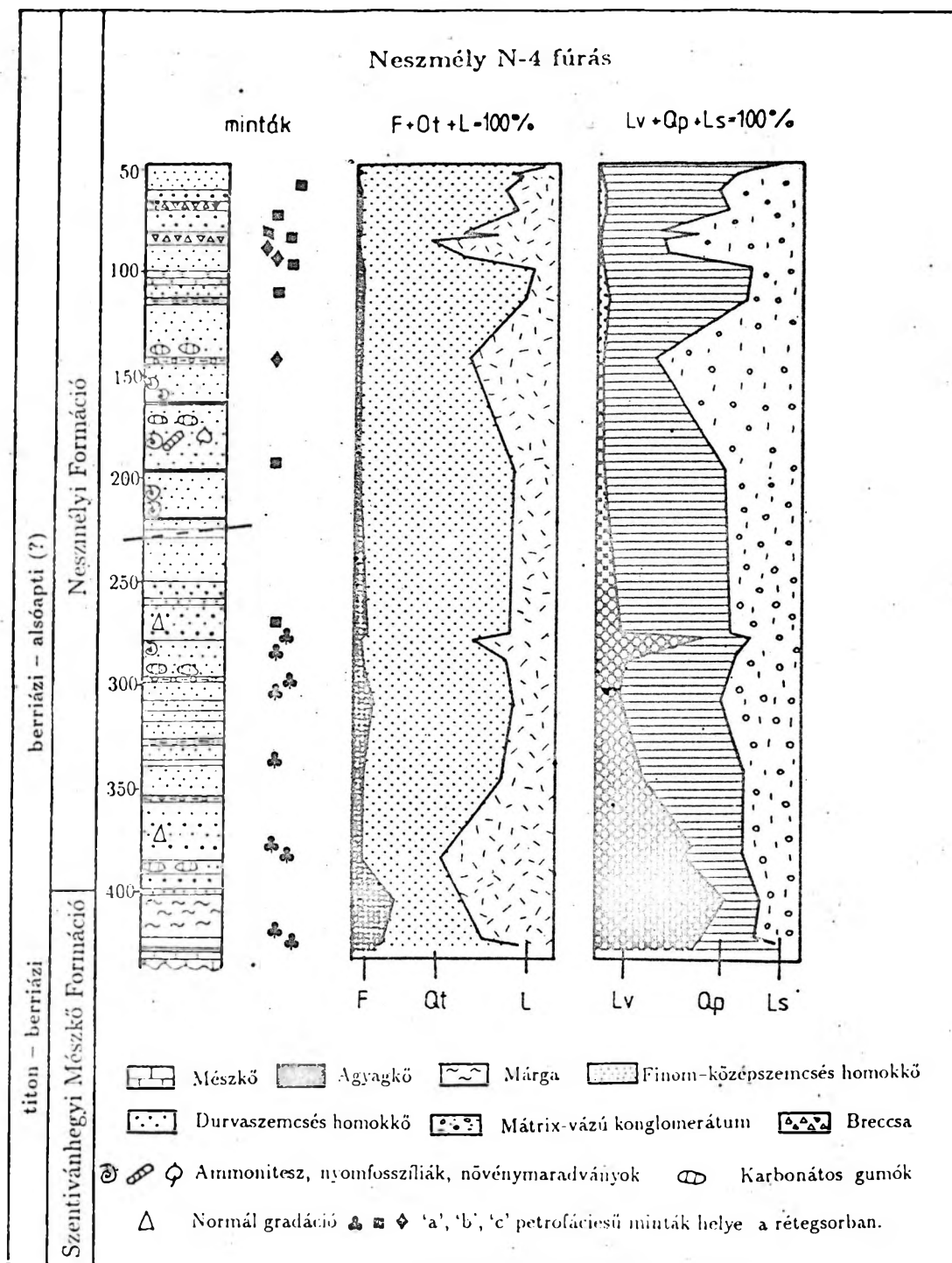
esetenként nem egyértelműen meghatározható lepusztulási
területet rajzolnak ki.

A geressei formációk törmelékes alkotói több tar-
tományt is lefedve a Qt-F-L és Qm-F-Lt diagramokon az
„újra feldolgozott orogén öv”, a Qp-Lv-Ls diagramon a
„kollíziós szutúra és gyűrt-átolódott öv”, a „szubdukciós
komplexum”, az „orogén ív” és a „kevert orogén eredetű
homok/homokkövek” (DICKINSON és SUCZEK, 1979)
lepusztulási területekre esnek. Komplex történetű orogén



6. ábra. A Kőszörűkőbányai Konglomerátum Tagozatot feltáró Lábatlan Lb-36 fúrás rétegsora és törmelékes alkotóinak eloszlása (ÁRGYELÁN (1991) módosítva). F, Qt, L, Lv, Qp, Ls lásd 1. táblázat. Koradat: * SZTANÓ és BÁLDI-BEKE (1992), + vékonyesizolat, ⊕ törmelékes szemeseanalízis. A jelek kombinációja átmeneti litológiát jelez.

Fig. 6. Lithological section and relative abundance of the main detrital components of the Kőszörűkőbánya Conglomerate Member in the borehole Lábatlan Lb-36 (modified after Árgyelán, 1993). F, Qt, L, Lv, Qp, Ls see Table 1. Age: * SZTANÓ and BÁLDI-BEKE (1992), + thin section, ⊕ detrital framework grain analysis. The combination of signs indicated transitional lithology.



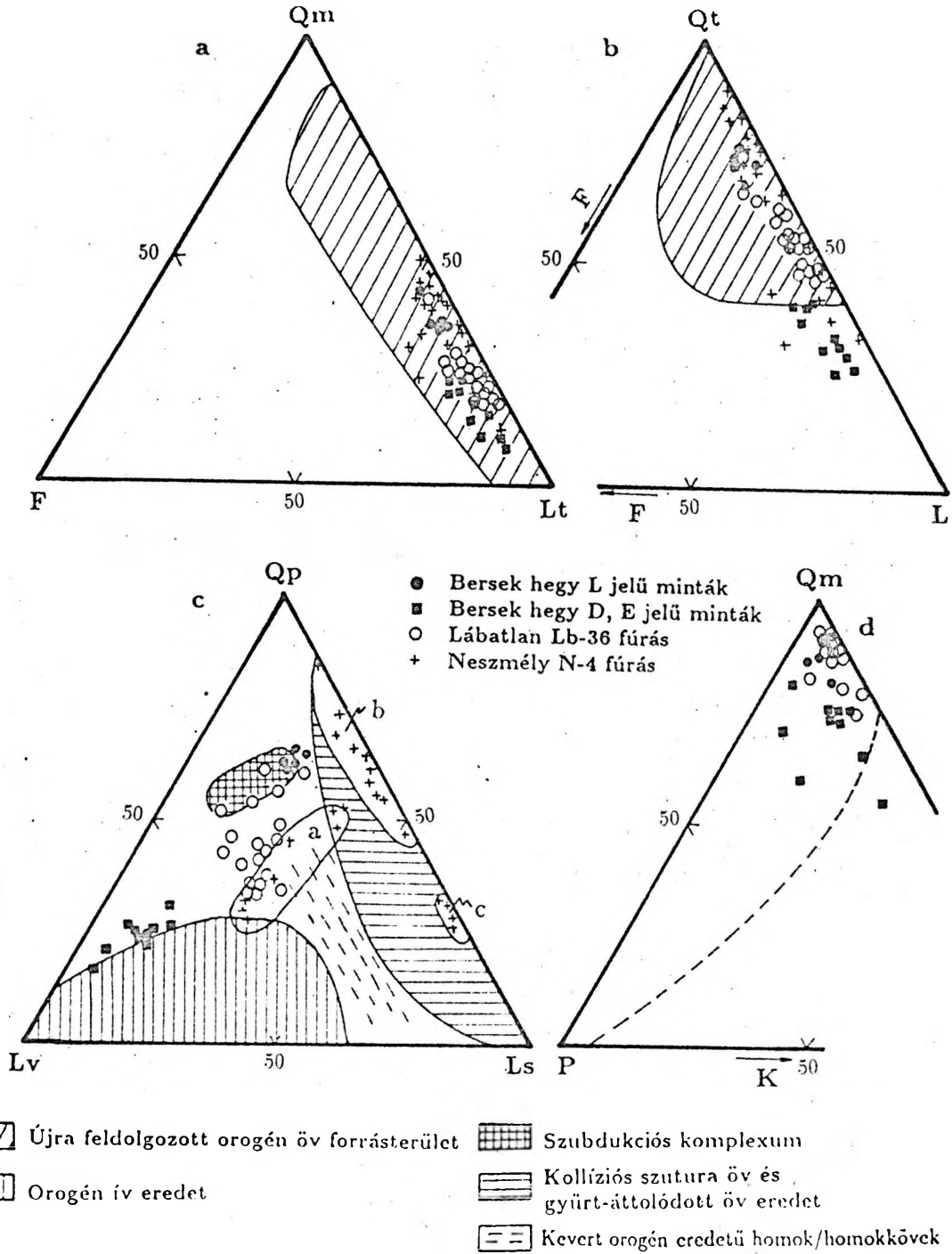
7. ábra. A Neszmélyi Formáció törmelékes alkotóinak eloszlása a Neszmély N-4 fúrásban (ÁRGYELÁN, 1989 nyomán módosítva). F, Qt, L, Lv, Qp, Ls lásd 1. táblázat.

Fig. 7. Lithological section and relative abundance of the main detrital components of the Neszmély Formation in the borehole Neszmély N-4 (modified after ÁRGYELÁN, 1989). F, Qt, L, Lv, Qp, Ls see Table 1.

övön belül több lehordási terület egymással párhuzamosan is létezhet, melyek kevert törmelékanyagot szolgáltatnak a környező üledékes medencékbe.

A Qp-Lv-Ls diagramon (8. ábra) az Lv pólus felé eltolódó adatok látszólag ellentmondanak az orogén lehordási területről való anyagszármazásnak. Az eltolódás

oka: a minták nagy szerpentinit- és kloritartalma, melyek ultraházisos, házisos kiindulási kőzetekhez kapcsolódnak. A mélyégi intermedier és savanyú, ill. savanyú kiömlési törmelékek csekély mennyisége is az „orogén ív” forrásterület alárendelt szerepére utal.



8. ábra. A vizsgált képződmények törmelékes szemcséinek eloszlása az a. Qt-F-L; b. Qm-F-Lt; c. Qp-Lv-Ls; d. Qm-P-K Dickinson digramokon (DICKINSON és SUCZEK, 1979; DICKINSON, 1985) nyomán.

Fig. 8. Triangular plots of mean framework modes of the studied formation on Dickinson diagrams a. Qt-F-L; b. Qm-F-Lt; c. Qp-Lv-Ls; d. Qm-P-K (after DICKINSON and SUCZEK, 1979; DICKINSON, 1985).

A basztittörmelékek jelenléte és a klinopiroxén rendkívül kis százaléka, uralkodóan harzburgitos összetételű, köpenyeredetű kőzetet tükröz, melyet a Cr-gazdag spinellek is alátámasztanak. Hasonló törmelékeket említ ARAI és OKADA (1991) a Japán szigetív szerpentinít törmelékes

homokkő és konglomerátum üledékeinek paleogeográfiai vizsgálatánál, ahol az ofiolit komplexum egyértelműen bizonyítható a lepusztulási területen.

A törmelékes szemcséanalízis alapján megállapítható, hogy a gerecsei üledékgyűjtőben lerakódott üledéksor

különböző lepusztulási területekről származó törmelékanyag kombinációja, melyet többlázisú kollíziós folyamat hozott létre. A törmelékanyag különlegességét az ofiolit sorozatból származó, rendkívül magas szerpentinit-tartalom, a változatos bázisos fragmentumok, a kovatörmelékek, és a rétegsor bázisrétegeiben előforduló, mészalkáli vulkanizmus nyomait őrző granitoid és savanyú vulkáni kiömlési fragmentumok adják. A törmelékek óceáni szigetfőről, óceáni szuturazónához kapcsolódó ofiolitokból, mélytengeri rétegekből, és kontinentális kéregrészekből álló áttolódott, felgyűrt övből származnak. A törmelékes alkotók eloszlása alapján kizárható a gerecei üledékes medence mélytengeri árok, ív előtti és

mögötti helyzete. A jura karbonátos rétegsorra folyamatosan települő K-gerecei törmelékes üledékek kontinentális kérgen kialakuló medencében rakódtak le. A flis medence kialakulása óceáni szigetfő-kontinens kollízióhoz köthető.

Hasonló mechanizmusú recens analógia irodalomból nem ismert, ezért a Dickinson diagramokon a törmelékes komponensek nem egyértelműen besorolható összetételi mezőket jelölnek.

A Dickinson diagramok megalkotói nem találtak olyan irodalmi példát, melyben a törmelékes szerpentinit a gerecei mintákhoz (Neszmélyi Formáció a litofaciése, Berseki Márga D, E minták) hasonló százalékban fordulna elő (DICKINSON és SUCZEK, 1979).

Formáció	spinell	turmalin	cirkon	rutil	gránát	apatit	epidot csoport	amfibol	titanit	staurolit	cianit	egyéb	mintaszám
Berseki Márga Formáció	82.5 (75-90)	2.0 (0-3)	1.0 (0-4)	1.0 (0-3)	3.5 (0-7)	0	1.8 (0-6)	2.0 (0-6)	0	2.0 (0-8)	2.1 (0-6)	2.1	9
Lábatlani Homokkő Formáció	78.5 (47-85)	2.2 (0-7)	2.6 (0-6)	1.0 (0-2)	3.2 (0-6)	0	2.1 (0-10)	1.0 (0-3)	0	2.5 (0-9)	3.5 (0-7)	3.2	9
Köszörűkőbányai Konglomerátum T.	93.9 (89-98)	0.7 (0-2)	0.5 (0-1)	0.3 (0-0.5)	0.5 (0-1)	0	0.5 (0-1)	0.8 (0-3)	+ (0-1)	0.2 (0-1)	2.0 (0-7)	0.6	9
Neszmélyi Formáció	79.5 (30-96)	3.1 (0-10)	4.7 (0-24)	1.0 (0-5)	3.1 (0-14)	0.2 (0-3)	+ (0-0.5)	0.1 (0-1)	0	0	2.4 (0-14)	5.9 (0-18)	22
Vértessomlói Aleurolit Formáció	57 (1-92)	2.6 (1-5)	2.9 (0.5-8)	0.7 (0-1)	6.8 (0.5-29)	1.2 (0-5)	11.6 (0.5-29)	9.9 (1-33)	0.4 (0-1)	3.4 (0.5-12)	2.8 (0.5-7)	0.7 (0-2)	7

+ Minerals in minor quantity

5. táblázat. Az átlátszó nehézasványok százalékos eloszlása a gerecei törmelékes összletben. Tanulmányozott intervallum: 0.063–0.250 mm [CSÁSZÁR és ÁRGYELÁN (1994) nyomán, módosítva].

Table 5. Translucent heavy mineral distributions of the clastic sediments in the Gerece Mountains. Studied interval: 0.063–0.250 mm [after CSÁSZÁR and ÁRGYELÁN (1994) slightly modified].

Nehézasvány-vizsgálatok eredményei

A nehézasvány együttesre (5. táblázat) a fekete, fényes, üvegfényű, kagylós törésű, vagy szabályos, oktaéderes kristályformájú spinellek mellett az opak szemcsék (magnetit, ilmenit, hematit, limonit) és egyes rétegekben a pirit uralma jellemző. Ezenkívül néhány százalékban augit, ortopiroxén (magnetit zárványokkal), metamorf ásványok: gránát, epidot, zoizit, klinozoizit, staurolit, titanit, cianit, amfibol (aktinolit/tremolit), klorit, valamint stabil ásványok: rutil, turmalin, cirkon fordulnak elő (ÁRGYELÁN, 1989; 1993; CSÁSZÁR és ÁRGYELÁN, 1994).

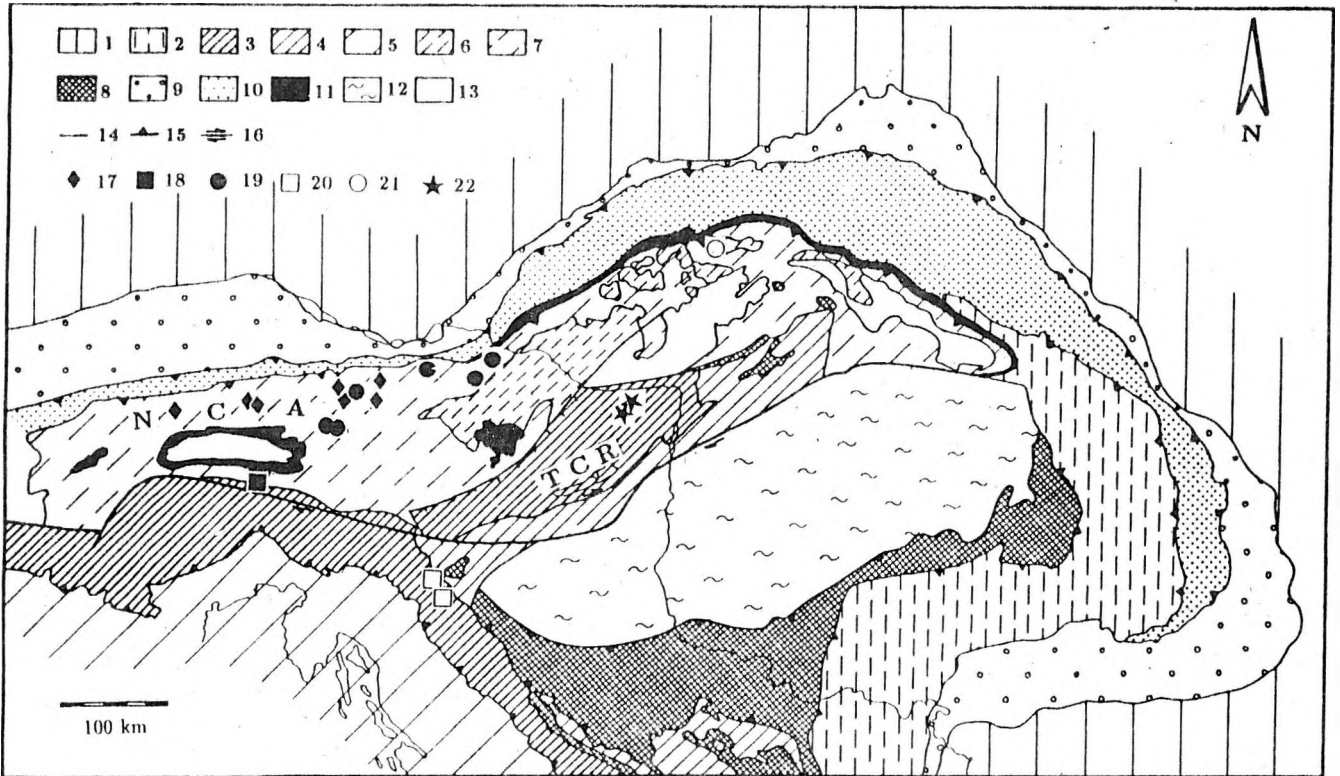
Hasonló nehézasvány összetételt írt le VASKÓ-DÁVID (1988, 1991) a Vértessomlói Aleurolit és a Tési Agyagmárga Formációkból, elsőként felismerve a Cr-gazdag spinellek túlsúlyát a gerecei és Vértessomlói kréta törmelékes összletben.

A vizsgált képződmények nehézasvány-eloszlását összehasonlítva néhány, alsókréta korú alpi (Rossfeldi Formáció; DECKER et al., 1987; PÖBER és FAUPL, 1988), dinári (Čestře Formáció, Ivanščica hegység; ZUPANIĆ et

al., 1981) és Ny-kárpáti képződménnyel (Oravice Formáció, Magas Tátra; MIŠÍK et al., 1980) jó hasonlóság figyelhető meg (ÁRGYELÁN, 1989; 1993; CSÁSZÁR és ÁRGYELÁN, 1994). Valamennyi képződményre a törmelékes spinell dominanciája jellemző, a metamorf és ún. stabil ásványok alárendeltek.

A Tethys övben a törmelékes krómit és Cr-gazdag spinell előfordulása a későjura/korakrétától a terciérig zajló tektonikai folyamatokhoz köthető. Törmelékes spinellek találhatóak a Keleti Alpokban (WOLETZ, 1963; MÜLLER, 1973; DIETRICH és FRANZ, 1976; FAUPL, 1977; FAUPL és TOLLMANN, 1979; HAGN, 1982; DECKER et al., 1987; PÖBER és FAUPL, 1988), a Dinaridákban (ZUPANIĆ et al., 1981; ŠPARICA et al., 1974; ŠIMUNIĆ et al., 1976) és a Ny-Kárpátokban (JABLONSKÝ, 1992; MIŠÍK et al., 1980).

A 9. ábra szemlélteti a spinellek elterjedését az Alp-Kárpát-Dinári régió alsókréta üledékeiben, melyek tör



9. ábra. A Tethys-Vardar óceán szuturájáról származó törmelékes spinellek elterjedése az Alp-Kárpát-Dinári régió alsókréta üledékeiben. A tektonikai egységek: BALLA (1984), DERCOURT et al. (1986), CSONTOS et al. (1992); törmelékes spinellek előfordulása FAUPL és POBER (1991), MIŠÍK et al. (1980), ZUPANIĆ et al. (1981) alapján. Európai kontinens: 1. Előtér; 2. Dáciák (tektonikai zóna DERCOURT et al. (1986) nyomán). Afrikai kontinens: 3. Külső Dinaridák, D-Alpok, Dunántúli Középhegység, Drauzug egység; 4. Belső Dinaridák, Bükk egység; 5. Belső és Külső Adriai egységek; 6. Alsó Austroalpi, Tátrai egységek; 7. Közép- és Felső Austroalpi egységek (3-7 tektonikai szegély). Tethys óceán: 8. Ophiolit takarók és a kapcsolódó egységek, Vardar, Meliata, Mures, Olt óceáni takarók. 9. Molassz Előtéri mélyedés. Egyéb egységek: 10. Alpi és Kárpáti flis takarók; 11. D-Penninikum, Pieniny óceáni és mezozoós flis egységek; 12. Tiszai egység; 13. Közép-Pennini egység; 14. Földrajzi határ; 15. Fő takaróhatárok; 16. Strike-slip és normál vetők. Törmelékes spinell előfordulások: 17. Rossfeldi Formáció (Északi Mészke Alpok); 18. Lavant Formáció (Drauzug egység); 19. Alsó Gosau és Felső Gosau Komplexum (déli forrásterület); 20. Oštrc Formáció (Ivanščica hegység) és Banija területe; 21. Oravice Formáció (Magas Tátra); 22. Gerecse hegység és Vértes előtér; NCA Északi Mészke Alpok; TCR Dunántúli Középhegység.

Fig. 9. Occurrences of detrital chrome spinel grains in the Alp-Carpathian-Dinarian region (Tectonic units based on BALLA, 1984; DERCOURT et al., 1986; CSONTOS et al., 1992; chrome spinel occurrences after FAUPL and POBER, 1991; MIŠÍK et al., 1980; ZUPANIĆ et al., 1981). European continent: 1. Foreland 2. Dacians, tectonic margin. African continent: 3. Outer Dinaric, South Alpine, Transdanubian and Drauzug unit; 4. Inner Dinaric, Bükk unit; 5. Inner and Outer Adriatic units; 6. Lower Austroalpine, Tatraic unit; 7. Middle and Upper Austroalpine unit (3-7 tectonic margin). Tethyan ocean: 8. Ophiolite nappes and relative units, Vardar, Meliata, Mures, Olt oceanic nappes. 9. Molasse foredeep: Molasse Foredeep. Others: 10. Carpathian flysch nappes; 11. South-Penninic, Pieniny oceanic and Mesozoic flysch units; 12. Tisza unit; 13. Middle Penninic unit; 14. Geographic contour; 15. Major thrust faults; 16. Strike-slip and normal faults; Chrome spinel occurrences: 17. Rossfeld Formation (NCA); 18. Lavant Formation (Drauzug unit); 19. Lower Gosau and Upper Gosau Complex of southern provenance; 20. Oštrc Formation (Ivanščica Mts.) and from Banija region; 21. Oravice Formation (High Tatra Mts.); 22. Lower Cretaceous flysch sediments in Gerecse Mts.; NCA Northern Calcareous Alps; TCR Transdanubian Central Range.

melékanyaga a központi részen húzóódó ophiolit komplexumról, a Tethys-Vardar (FAUPL és WAGREICH, 1992) vagy Vardar-Meliata (CSONTOS és VÖRÖS, 1992) óceán szuturájáról származhat.

Az Északi Mészke Alpoktól délre elhelyezkedő, s az alsókréta végére részben záródott Tethys-Vardar óceán szolgáltatta a Rossfeldi Formáció (Északi Mészke Alpok), a Lavant Formáció (Lienzi Dolomitok, Drauzug egység)

és az Alsó- és Felső Gosau Komplexum egyes részeinek törmelékanyagát (POBER és FAUPL, 1988), 9. ábra.

A valangini-koraapti idején lerakódott Rossfeldi Formációban a Cr-spinell uralkodó mennyiségű (FAUPL és TOLLMANN, 1979; DECKER et al., 1987). Az apti-albai Lavant Formáció nehézásvány spektrumát a krómspinell, cirkon, gránát és turmalin jellemzi. Az Északi Mészke Alpok Gosau medencéiben a délről származó spinelleken kívül számos metamorf ásvány, gránát, staurolit, kloritoid

Formáció	Minták helye	Minták száma	Elemzések száma
Berseki Márka F.	Bersek bánya (Lábatlan)	5	114
Lábatlani Homokkő F.	Bersek bánya (Lábatlan)	5	72
Köszörűkőbányai Konglomeratum M.	Köszörűkőbánya (Lábatlan)	2	37
	Lábatlan Lb-36 fúrás	3	37
Neszmélyi F.	Neszmély N-4 fúrás	4	76
	Tardosbánya Tb-2 fúrás	4	79
Vértessomlói Aleurolit F.	Agostyán Agt-2 fúrás	1	20
	Vértessomló Vst-8 fúrás	1	15
Tési Agyagmárka F.	Pusztavám Pv-980	1	19

6. táblázat. A vizsgált törmelékes spinellek elterjedése, a minták és az elemzések száma.
Table 6. List of the studied formations and the number of samples and analyses.

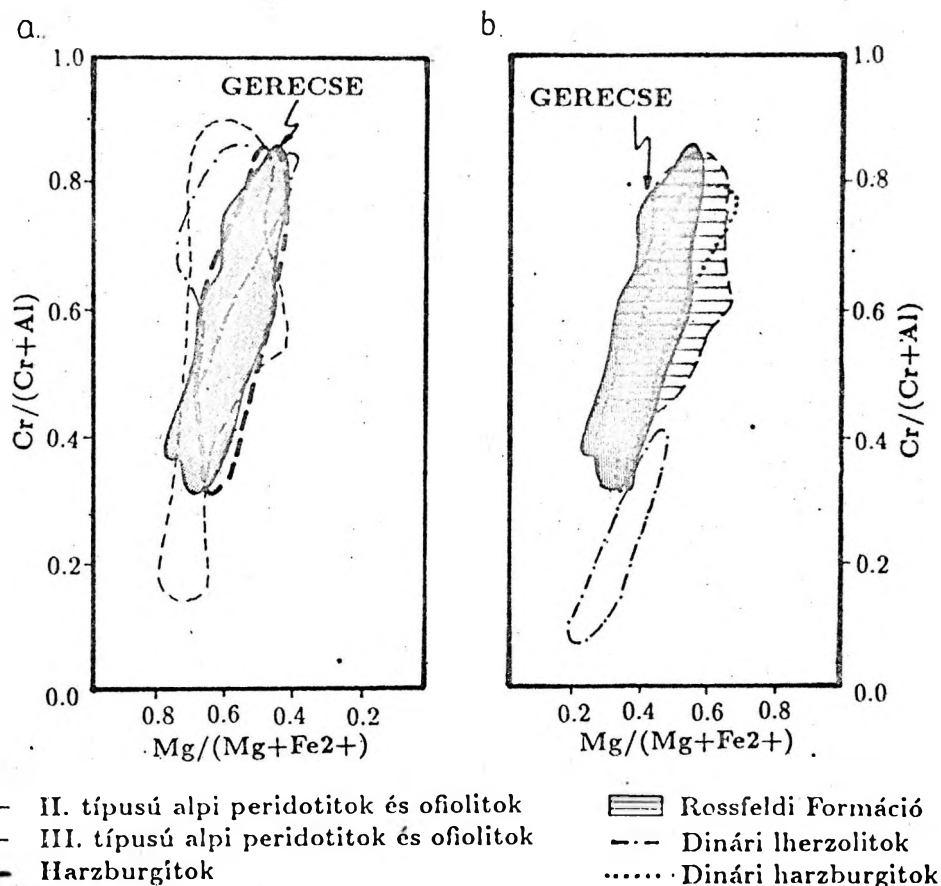
és epidot is megtalálható, melyek a kiemelkedő Ausztróalpi kristályos aljzat törmelékei (FAUPL és WAGREICH, 1992).

A Vardar ofiolitos övből származó szerpentinitek és bázisos közettörmelékek a Északi Mész-kő Alpok üledékeiben nem ismertek. Ezzel ellentétben, a santoni korú gosai fáciesű üledékekben a Pennini óceán kérgének fragmentumai: metabazalt, szerpentinit, ofikalcit, gabbroidális közettörmelékek jelennek meg (DIETRICH és FRANZ, 1976). A Nyugati Alpok egyes képződményeiben (WINKLER és BERNOULLI, 1986; WINKLER, 1988; BERNOULLI és WINKLER, 1990) megjelenő kék amfiból és lawsonit a Liguriai-Piemonti óceán szubduciójához kapcsolódó nagy nyomású/alacsony hőmérsékletű metamorfizmus indikátorai. A Tethys központi részének alsókréta üledékeiből ezen ásványok hiányoznak.

A Dinaridákban, az Ivanščica és Medvednica hegységben (Horvátország) a hauterivi-albai folyamán képződött flis üledékekben a törmelékes spinell az átlátszó nehézsvány frakció több mint 85 %-át alkotja, hasonlóan a Rossfeldi rétegek egyes lelőhelyeihez. Az átlátszó ásványokon kívül magnetit, limonit, pirit és leukoxén is előfordul. A legfontosabb közettörmelékek – a Gerecséhez hasonlóan –, a szerpentinitek és a szubofitos szövetű, bázisos kőzetfragmentumok (ZUPANIĆ et al., 1981). A törmelékes spinellekről mikroszondás elemzések eddig nem készültek. A szórványos mikromineralógiai és petrográfiai vizsgálat ellenére BLANCHET et al. (1969) és ZUPANIĆ et al. (1981) az Ivanščica hegység és a Vranduk flis (Bosznia) között paleogeográfiai kapcsolatot tételez fel. A két kifejlődés közötti láncszemet az Ivanščica hegységtől DK-re elhelyezkedő Banija környékének alsókréta korú, spiliteket és Cr-spinelleket is tartalmazó flis üledékei jelenthetik (ŠPARICA et al., 1974; ŠIMUNIĆ et al., 1976).

A NY-i Kárpátokból, a Pieniny Szirtövből, a Tátra egységből, a Križna takaróból, a Fáttra egységből szintén ismertek törmelékes spinelleket tartalmazó barrémi-apti urgon mészkőkavicsok és albai-cenomán homokkővek (pl. Poruba F., Čavojs; Oravice F., Križna takaró (MIŠÍK et al., 1980; AUBRECHT et al., 1992)). A dinári, és részben a gerecei formációkhoz hasonlóan, magnetit, limonit, pirit, leukoxén és muszkovit alkotja a nehézsvány frakciót. A szerpentinit fragmentumok és a törmelékes spinell szemcsék feltételezett forrása az ún. „Pieniny Exotikus Kordillerá (Pieniny Exotic Ridge), Tátrán-túli Kordillera (Ultra-Tatric Ridge) és Križna-n túli (Ultra-Križna)” területek, melyek a kréta végi(?) tektonikai mozgásokkal felemésztdtek (MIŠÍK et al., 1980). JABLONSKÝ (1992) legújabb szedimentológiai és petrográfiai vizsgálatai alapján azonban a Magas Tátrában található valangini-barrémi(?) Oravice Formáció kifejlődései azonosíthatók a Rossfeldi Formáció megfelelő rétegeivel.

Összefoglalásként megállapítható, hogy a törmelékes spinell ilyen széles elterjedésű és nagy tömegű felhalmozódása ofiolit sorozat lepusztulásából származik. Általános elterjedése a Tethys központi részén arra utal, hogy egy ofiolit komplexum, a Tethys-Vardar óceán szaturája, mint általános törmelékanyag forrás, tektonikailag kiemelt pozícióban húzódott végig a Déli Alpok és a Felső Ausztróalpi takaró között. Feltehetően a berriásiban-valanginiben váltak intenzívvé azok a kollíziós folyamatok, melyek a Tethys-Vardar óceán szaturájának kiemelkedését és lepusztulását eredményezték (DECKER et al., 1987; FAUPL és WAGREICH, 1992). A gerecei flis rétegsor exotikus törmelékanyaga (spinell, valamint szerpentinit és egyéb bázisos törmelékek) valószínűleg a Tethys-Vardar szutura övből származnak.



10. ábra. A gerecsei törmelékes spinellek összetétele a $Cr\#$ és $Mg\#$ függvényében, összehasonlítva a a. harzburgitok (POBER és FAUPL, 1988), az alpi típusú peridotitok és ofiolitok (DICK és BULLEN, 1984), b. a Dinaridák harzburgitos és lherzolitos alprovinciájának (MAKSIMOVIC és MAJER, 1981), valamint a Rossfeldi rétegek spinelleivel (POBER és FAUPL, 1988).

Fig. 10. Detrital spinel composition of the clastic sediments of Gerecse Mountains, plotted into the $Cr\#$ [$Cr/(Cr+Al)$] vs. $Mg\#$ [$Mg/(Mg+Fe^{2+})$] diagram, comparing with the spinel compositional fields of a. harzburgite (POBER és FAUPL, 1988) and alpine type peridotites and ophiolites (DICK és BULLEN, 1984), b. harzburgite and lherzolite subprovince of the Dinarids (MAKSIMOVIC és MAJER, 1981), and Rossfeld Formation (POBER és FAUPL, 1988).

Törmelékes spinellek összetétele a gerecsei kréta törmelékes képződményekben

A spinell, mint petrogenetikai indikátor

A Cr-gazdag spinell $(Mg,Fe^{2+})(Cr,Al,Fe^{3+})_2O_4$ a bazaltok és peridotitok egyik kulcsfontosságú elegyrésze, mert kémiai összetételének változása jellemző a parciális olvadás mértékére és a frakcionált kristályosodás p,T, kiindulási olvadék körülményeire (IRVINE, 1967; THAYER, 1970; EVANS és FROST, 1975; HILL és ROEDER, 1974; FISK és BENICE, 1980; MURCK és CAMPBELL, 1986; ALLAN et al., 1988; SACK és GHIORSO, 1991; ARAI, 1992). A fenti képlettel jellemezhető ásványra a szerzők „chromium spinel”, „chromian spinel” és újabban „chrome spinel” elnevezéseket használják, melyek nem azonosak a mineralógiai nevekkal. A továbbiakban a Cr/Al

aránytól függően a Cr-gazdag, ill. Al-gazdag spinell kifejezéseket használom.

A legjellemzőbb kémiai változások: a növekvő Cr-tartalom csökkenő Al-tartalom mellett, valamint a $Cr\#$ [$Cr\# = Cr/(Cr+Al)$] és a $Mg\#$ [$Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$] közötti szoros összefüggés. A frakcionált kristályosodás és parciális olvadás során a spinell és az olivin egyensúlyba kerülhet, és az egyensúlyi reakción alapuló spinell-olivin geotermométerrel meghatározható a kőzet egyensúlyi hőmérséklete (IRVINE, 1967; EVANS és FROST, 1975; FABRIES, 1979; ROEDER et al., 1979; LEHMANN, 1983). A peridotitok Cr-gazdag spinelleinek összetétele a felsőkőpeny oxigénfugacitásának jelzője (MATTIOLI és WOOD, 1986). A fentiek alapján a Cr-gazdag spinellek a az egykori bezáró kőzet fontos petrológiai indikátorai. A törmelékes Cr-gazdag spinellek az üledékes kőzetek,

különösen orogén övekhez kapcsolódó homokkővek lényeges alkotói (ZIMMERLE, 1984). Tehát a törmelékes spinell, mint a bázisos- ultrabázisos lepusztulási területek, különösen az ofiolitok kiváló indikátora, a paleogeográfiai rekonstrukciók kulcsfontosságú ásványa.

A spinellek osztályozása

DICK és BULLEN (1984) kimutatta, hogy a Cr-gazdag spinellek kémiai összetétele kulcsfontosságú az orogén övekhez kapcsolódó alpi típusú peridotitok és ofiolitok (THAYER, 1970) genetikájának és tektonikai helyzetének meghatározásában.

DICK és BULLEN (1984) irodalmi adatok összegzésével, a spinellek Cr#-a és Mg#-a alapján

- óceáni hátságokhoz (I. típusú alpi peridotitok és ofiolitok),
- óceáni kérgen kialakult ívekhez (III. típusú alpi peridotitok és ofiolitok),
- komplex geotektonikai folyamatokhoz kapcsolódó peridotitokat és ofiolitokat (átmeneti, II. típusú alpi peridotitok és ofiolitok) különített el. Az első típust, mely uralkodóan lherzolitos összetételű, Al-gazdag spinellek, míg a harmadik típust (harzburgitok) Cr-gazdag spinellek jellemzik.

POBER és FAUPL (1988) az alpi ofiolit komplexumok irodalmi áttekintése alapján a spinellek összetétele szerint elkülöníti a lherzolitokat a nagyobb fokú parciális olvadás után visszamaradt harzburgitoktól, a kumulátum kőzetektől (dunitek) és a tömeges, pados kromititektől.

A vizsgált formációkat, a minták és elemzések számát a 6. táblázat tartalmazza.

A spinellek összetételében a karakterisztikus geokémiai bélyegek a Cr# [$Cr/(Cr+Al)$] és Mg# [$Mg/(Mg+Fe^{2+})$] ellentétes változása, a TiO_2 s% mennyisége, és a Fe^{3+} # [$Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+})$] aránya. Ezért a spinellek kémiai összetételének ábrázolása a Cr# és Mg#, valamint a Cr# és TiO_2 s% diagramokon történik. Általánosan elmondható, hogy az alsókréta képződményekben a Cr# 0,35 és 0,85, a Mg# 0,45 és 0,75 között változik

(10. ábra). Az Fe_2O_3 és TiO_2 tartalom kicsi. A Gerecse és a Vértes előtér mintáinak Fe^{3+} #-a a köpenyeredetű króm-spinellekre jellemző tartományon belül változik, azaz kisebb, mint 0,05 (ARAI és OKADA, 1991; DICK és BULLEN, 1984). Zónás spinell a vizsgált mintákban nem fordult elő. Az egyes formációk spinelljeinek kémiai összetételével ÁRGYELÁN (1993), ÁRGYELÁN (in prep) munkák részletesen foglalkoznak. Néhány reprezentatív mikroszondás elemzés a 7. táblázatban látható.

Megállapítható, hogy a geressei és Vértes előtéri kréta törmelékes rétegsorokban, a Cr-gazdag és TiO_2 szegény törmelékes spinellek dominálnak (ÁRGYELÁN, 1992, 1993). Kémiai összetételük a harzburgitok spinelljeivel (POBER és FAUPL, 1988) egyezik, és az alpi típusú peridotitok és ofiolitok II. és III. csoportjába (DICK és BULLEN, 1984) sorolhatók (ÁRGYELÁN, 1992; in prep). A magasabb TiO_2 s% (>0,2) és a Mg# szélesebb tartományok közötti változása (pl. Berseki Marga Formáció, Lábatlani Homokkő Formáció) a lehordási terület ofiolit sorozatból származó kőzeteinek komplex, többszörös olvadástörténetét sejteti, míg a magasabb Cr/Al arány (Köszörűkőbányai Konglomerátum Tagozat, Neszmélyi Homokkő Formáció) óceáni kérgen kialakuló vulkáni szigetív korai fejlődési stádiumában képződött kőzetekre utal (DICK és BULLEN, 1984). Lherzolitból származó Al-gazdag spinellegyüttes a Gerecseben és a Vértes előtérben nem található.

Figyelemre méltó, hogy Al-gazdag spinell együttes legkorábban a Drauzug zónában elhelyezkedő apti-albai Lavant Formációban található, míg a régióban a legfiatalabb Cr-gazdag spinelleket tartalmazó üledék feltehetően a Vértes előtérben elhelyezkedő felsőapti-alsóalbai Tési Agyagmarga Formáció. Ezért a főként harzburgitokból álló obdukálódott ofiolit komplexumnak felszínre kellett lennie a Tési Agyagmarga leülepedése idején is. Az Ausztróalpi takaró feltolódása a Dinári szegélyre (CSONTOS és VÖRÖS, 1992) feltehetően az albaiban történt, s a meginduló tektonikai folyamatok okozhatják az Al-gazdag spinellek hiányát a Gerecse hegységben.

Paleogeográfia a törmelékszemcsék tükrében

A geressei felsőjúra calpionellás mészkő és az alsókréta sziliciklasztos üledékek törmelékes alkotóinak petrográfiai-petrologiai vizsgálata alapján a geressei üledékes medence triász-alsókréta fejlődése a következőképpen rekonstruálható (11. ábra).

A triász-alsókréta folyamán a Dunántúli-Középhegység, s benne a Gerecse hegység, az Alp-Kárpát-Dinári rendszeren belül a Keleti és Déli Alpok között, a Tethys-Vardar óceán medencéjétől D-re helyezkedett el (KÁZMÉR és KOVÁCS, 1985; HAAS, 1987; HAAS és CSÁSZÁR, 1987; CSONTOS és VÖRÖS, in prep).

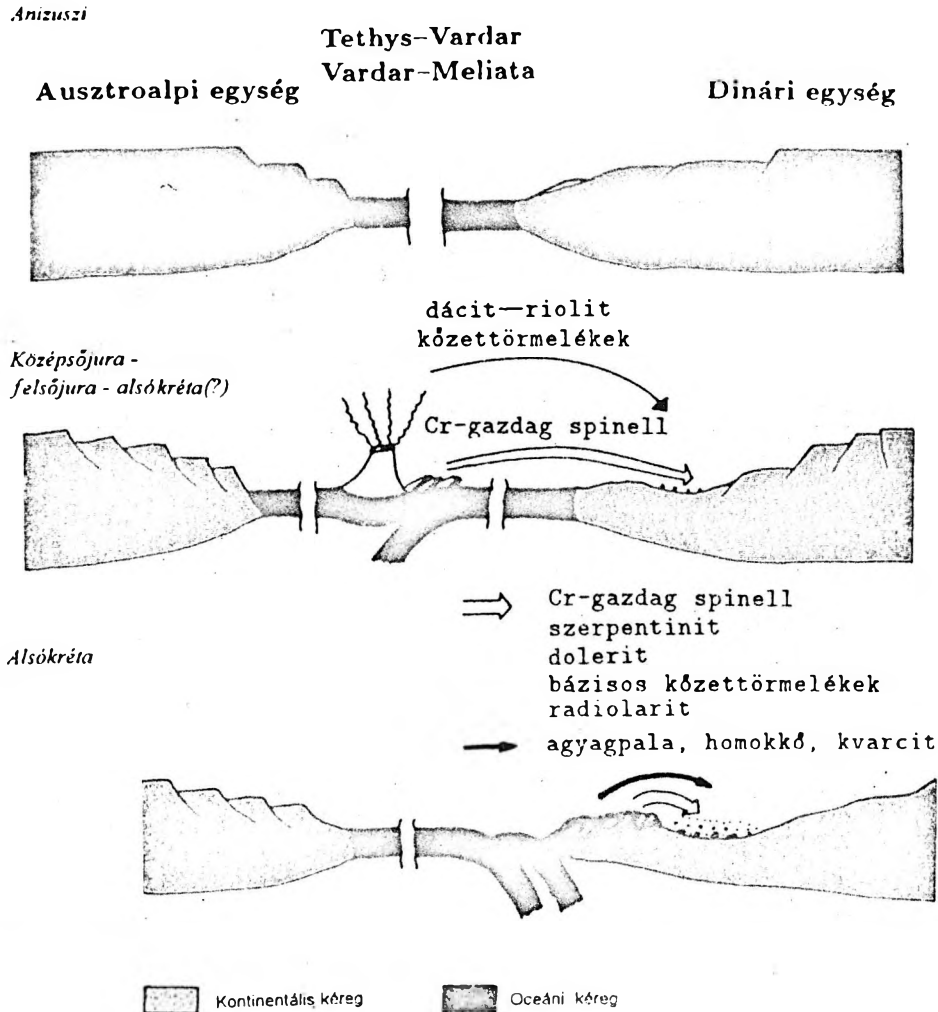
A Tethys-Vardar óceán középsőjúrában meginduló záródása során az óceáni kéreg részben felemésződött egy intraóceáni szubdukcióban, óceáni szigetívet kialakítva (RICOU et al., 1986; DERCOURT et al., 1986; POBER és

FAUPL, 1988; CSONTOS, in prep), majd a kompressziós tektonikai rezsim hatására ez a szigetív obdukálódott a Dinári szegélyre (DERCOURT et al., 1986; KNIPPER et al., 1986). A tektonikai folyamatok következményeként két, különböző összetételű köpenyeredetű kőzetekből felépülő öv (harzburgitos és lherzolitos öv) keletkezett, melyek nyomozhatók a mai Dinaridák területén (MAKSIMOVIC és MAJER, 1981; PAMIC, 1983).

CSONTOS (in prep), valamint CSONTOS és VÖRÖS (in prep) - a fenti elemeket részben magába foglaló - paleotektonikai modelljét alátámasztja a vizsgált képződmények törmelékanyaga és annak időbeli eloszlása (11. ábra). Az óceáni medence meginduló záródása nyomon követhető a calpionellás mészkő törmelékanyagában. A tardosbányai Szélhegy (l. 2. ábra), ammonitesz vizsgálatokkal is igazolt

(FÓZY, szóbeli közlés) bajóci korú bosítás mészkőrétegeiben megjelenő törmelékes spinell jelzi, hogy az óceáni kéregrészek eróziója már a bajóciiban megkezdődött. Az óceáni eredetű törmelékek mellett (spinell, szerpentinit és bázisos fragmentumok), a calponellás mészkőben, helyenként a mészkőbe települő Felsővadácsi Breccsában

és a Neszmélyi Formáció bázisrétegeiben (Tardoshánya Tb-2 fúrás) megjelenő savanyú vulkanitok, a vulkáni eredetű kvarc és a granitoid törmelékek az üledékképződéssel egyidejű(?) andezites-riolitos vulkáni működésre utalnak a forrásterületen.



11. ábra. A gerecsei kréta sziliciklasztos üledékek törmelékanyagának lepusztulási területe: vázlatos ősföldrajzi modell a törmelékes alkotók alapján CSONTOS (in prep) paleotektonikai modelljének felhasználásával.

Fig. 11. Provenance area of the Cretaceous clastic sediments: speculative palaeogeographic sketch based on detrital framework using the palaeotectonic model of CSONTOS (in prep).

A Tethys-Vardar óceán medencéjében az intraóceáni szubdukció következtében kialakuló óceáni szigetív mészkálai magmatizmusa szolgáltathatta a savanyú vulkáni törmelégeket. A vulkanitok kis mennyisége alapján a karbonátos üledékképződés színterétől a vulkáni ív feltehetően távol helyezkedett el. A Berseki Marga homokkő közbetelepüléseinek granitoid törmelékei a vulkáni ív mélyebb gyökérrégiójának lepusztulásából származhatnak. Valószínűleg párhuzam vonható a Rudabányai hegységben található riolitok (Telekes-oldal) és gerecsei savanyú vulkáni törmelékek között (CSONTOS, szóbeli diszkusszió). A rudabányai riolitok a Tethys-

Vardar óceán szegélyi medencéjében kialakuló Szarvaskői sorozat és a Mellétei óceán között elhelyezkedő szigetív nyomait őrzik (KUBOVICS et al., 1990; CSONTOS, in prep). Feltehetően ez a vulkáni ív volt a forrásterülete a gerecsei savanyú fragmentumoknak is.

A Dunántúli-Középhegységben ismertek a Déli-Alpok triász magmatizmusához köthető intermedier és savanyú magmatitok. A gerecsei savanyú vulkáni törmelékek triász üledékekből való áthalmazódásának ellentmond a szállítási irány (a Gerecsében É-ÉK-D-DNY), a júra tagolt morfológia és a magmatizmus csekély mértéke a Bakonyban, ill. a nagy távolság a Déli Alpoktól.

A jura-alsókréta tektonikai mozgások eredményeként a Tethys-Vardar óceán a hauriveri-barrémi idejére bezáródott (FAUPL és WAGREICH, 1992; CSONTOS, in prep) és törmelékanyaga, a Cr-gazdag spinellek és az ofiolit sorozat fragmentumai erodálódtak és szállítottak a szutúra zónáról a környező üledékes medencékbe, északi irányba a Rossfeldi rétegekbe (Északi Mészkö Alpok), déli irányba a Gerecsébe (Dunántúli-Középhegység) és az Östrc Formációjába (Dinaridák), (CSÁSZÁR és ÁRGYELÁN, 1994).

Az alsókréta üledékképződés folyamán az ofiolit komplexumról származó törmelékek aránya fokozatosan csökken a kontinentális kérget jelző mono- és polikristályos kvarc, agyagpala, fillit, homokkő és kvarcit mennyiségének növekedésével (5-7. ábra).

A törmelékes rétegsor alsó részében uralkodó mennyiségű szerpentinitek, doleritek, variolitos szövettű bázisos fragmentumok az ofiolit sorozat felsőköpeny eredetű kőzeteihez, valamint párnaláva és bázisos telér részeihez kapcsolódnak. Szintén az ofiolit sorozat bazaltos részéről származik a vázkristályos bázisos kőzetüveg, valamint a bazaltok hőanyagüregében kiváló sugaras, ill. mozaikos szerkezetű klorit. A nehézasvány együttesben előforduló epidot, zoizit és aktinolit (tremolit) az ofiolit komplexum zöldpala fáciesű képződményeinek lepusztulásából származhat.

A Gerecse és Vértes előtér üledékeiben jelentős mennyiségű Cr-gazdag és TiO_2 -szegény törmelékes spinellek összetétele szintén a forrásterület többfázisú tektonikai fejlődéstörténetét, valamint az óceáni szigetívekhez kapcsolódó peridotitok és ofiolitok kialakulását tükrözi. A valangini-apti korú Rossfeldi rétegek Cr-gazdag spinelljei a Tethys-Vardar óceán harzburgitos alprovinciájából származnak (POBER és FAUPL, 1988). A gerecsei alsókréta képződmények és a Rossfeldi rétegek törmelékes spinelljeinek hasonló összetétele alapján a két medence fő forrásterülete azonos volt. Mindkét medence törmelékanyaga a Tethys-Vardar óceán harzburgitos alprovinciájából származik (ÁRGYELÁN, 1992). A közettörmelékek hiánya a Rossfeldi Formációban és jelentős mennyisége a Gerecsében arra utal, hogy a Gerecse a forrásterülethez közel, a Rossfeldi rétegek pedig távol helyezkedett el.

A törmelékes spinellek általános elterjedése a Tethys központi részén arra utal, hogy a Tethys-Vardar óceán obdukálódott és kiemelkedett kérge általános törmelékanyag forrása volt a herriásitól (valanginitől) a felsőkrétáig lerakódott sziliciklasztos üledékeknek. A törmelékes alkotók vizsgálata alapján – figyelembe véve a térségre vonatkozó paleotektonikai modelleket – a Gerecsei medence az obdukálódott óceáni szigetív obdukciós frontja előtt kialakult előtéri medence (foreland basin) lehetett.

Összefoglalás

A gerecsei törmelékes összlet petrográfiai és petrológiai vizsgálata alapján (törmelékes szemeseanalízis, nehézasvány vizsgálatok, törmelékes spinellek kémiai összetétele) meghatározható a lepusztulási terület és az üledékes medence lehetséges tektonikai pozíciója.

1. A gerecsei üledékgyűjtőben lerakódott üledéksor különböző lepusztulási területekről származó törmelékanyag kombinációja, melyet egy többfázisú kollíziós folyamat hozott létre. A törmelékanyag különlegességét az ofiolit sorozatból származó, rendkívül magas szerpentinittartalom, az intergranuláristól a variolitos szövettípusig változó bázisos közettörmelékek, és a rétegsor bázisrétegeiben előforduló, mészkálii vulkanizmus nyomait őrző granitoid és savanyú vulkáni klómlési fragmentumok adják. A törmelékek óceáni szigetívről, óceáni szutúra zónához kapcsolódó ofiolitokból és mélytengeri képződményekből, valamint az áttolódott, felgyürt öv kontinentális kéregrészeiből származhatnak.

2. A nehézasvány-együttesben uralkodó mennyiségű törmelékes spinell ofiolit sorozat kőzeteinek lepusztulásából származik. Általános elterjedése és nagy tömegű felhalmozódása a Tethys központi részén arra utal, hogy egy ofiolit komplexum, a Tethys-Vardar óceán szuturája, nint általános törmelékanyag forrás, tektonikailag kiemelt pozícióban húzódozott végig a Felső Ausztróalpi Egység és a Déli Alpok között.

3. Az alsókréta törmelékes üledékciklusban, a Gerecsében és a Vértes előterében lerakódott képződményekben a Cr-gazdag és TiO_2 -szegény törmelékes spinellek dominálnak. Kémiai összetételük a harzburgitok spinelljeivel megegyező, és az alpi típusú peridotitok és ofiolitok II. és III. csoportjába sorolhatók, amely a lehordási terület komplex, többfázisú fejlődéstörténetére, ill. óceáni kérgen kialakuló szigetívre utal.

4. A Gerecse és a Rossfeldi rétegek törmelékes spinelljeinek hasonló összetétele alapján a két formáció forrásterülete azonos volt: a Tethys-Vardar óceán szuturájának harzburgitos alprovinciája. Lherzolitból származó Al-gazdag spinell együttes a Gerecsében és a Vértes előtérén nem található.

5. A törmelékek mennyisége, mérete és egymáshoz viszonyított aránya alapján a gerecsei üledékgyűjtő medence közvetlenül az obdukciós front előterében kialakuló ún. előtéri medence (foreland basin) volt.

6. A Cr-gazdag spinellek azonos összetétele alapján a Gerecsei üledéksor és a Rossfeldi rétegek között paleogeográfiai kapcsolat tételezhető fel. A közettörmelékek gazdagságát a gerecsei medencében, és hiányát a Rossfeldi rétegekben a két medence eltérő tektonikai helyzete okozza.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozom Dr. Peter FAUPL professzornak (Universität Wien) a hasznos szakmai konzultációkért, Dr. TAFLOSnak (Universität Wien) a mikroszondás elemzések során nyújtott segítségéért, valamint Dr.

CSÁSZÁR Gézának szakmai tanácsaiért és a kézirat kijavítására tett észrevételeiért. A munkát az Országos Tudományos Kutatási Alap (OTKA 552) és az IGCP 262 kutatási program támogatta.

Irodalomjegyzék

- ALLAN, J.F., SACK, R.O., BATIZA, R. (1988): Cr-rich spinels as petrogenetic indicators: MORB-type lavas from the Lamont seamount chain, Eastern Pacific. - *American Mineralogist* 73, 741-753.
- ARAI, S. (1992): Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. - *Mineralogical Magazine* 56, 173-184.
- ARAI, S. & OKADA, H. (1991): Petrology of serpentinite sandstone as a key to tectonic development of serpentinite belt. - *Tectonophysics* 195, 65-81.
- ÁRGYELÁN, G.B. (1993): A gerecsei kréta törmelékes ősszlet petrográfiai és petrológiai vizsgálata (Egykori óceáni képződmények rekonstrukciója a törmelékes alkotók alapján). - Egyetemi doktori disszertáció, Eötvös Lóránd Tudományegyetem, Budapest. 186 pp.
- ÁRGYELÁN, G.B. (1992): Chemical investigations of detrital chromian spinels of Cretaceous elastic formations of Gerecse Mountains, Hungary. - *Terra nova Abstract, Supplement 2*, 3.
- ÁRGYELÁN, G.B. (1991): A Lábatlan Lb-36 fúrás ásvány-kőzettani vizsgálata. - Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- ÁRGYELÁN, G.B. (1989): Detrital framework analysis of Lower Cretaceous turbidite sequence of Neszmély-4 borehole (W. Gerecse Mts., Hungary). - *Acta Mineralogica-Petrographica* 30, 127-136.
- AUBRECHT, R., JABLONSKÝ, J., MICHALÍK, J., MIŠÍK, M., REHÁKOVÁ, D., SOTÁK, J. & VAŠÍČEK, Z. (1992): Lower Cretaceous deposits of the Central Western Carpathians. - *Field Guide*.
- BALLA, Z. (1984): The Carpathian loop and the Pannonian basin: a kinetic analysis. - *Geophysical Transaction* 30/4, 313-353.
- BERNOULLI, D. & WINKLER, W. (1990): Heavy mineral assemblages from Upper Cretaceous South- and Austroalpine flysch sequences (Northern Italy and Southern Switzerland): Source terranes and paleotectonic implications. - *Eclogae Geologicae Helvetiae* 83/2, 287-310.
- BLANCHET, R., CADET, J.-P., CHARVET, J. & RAMPNOUX, J.-P. (1969): Sur l'existence d'un important domaine de flysch tithonique-crétacé inférieur en Yougoslavie: l'unité du flysch bosniaque. - *Bulletin Société géologique de France*. (7), XI, 871-880.
- CSÁSZÁR, G. & ÁRGYELÁN, G.B. (1994): Stratigraphical and micromineralogical investigation of Lower Cretaceous sediments in Gerecse Mts. (Hungary). - *Cretaceous Research* 15, 417-433.
- CSÁSZÁR, G. & HAAS, J. (1984): The Cretaceous in Hungary: A review. - *Acta Geologica Hungarica* 27, 417-428.
- CSÁSZÁR, G. & HAAS, J. (1979): Review of facies and palaeogeography of the Cretaceous in Hungary. *In* *Aspekte der Kreide Europas* (ed. WIEDMANN), IUGS Ser. A. 6, pp. 413-424 (Schweizerbart).
- CSÁSZÁR, G., GALÁCZ, A., HAAS, J., KÁZMÉR, M., KOVÁCS, S., NAGYMAROSY, A., SZENTGYÖRGYI, K. & VÖRÖS, A. (1989): Paleogeography of the Pannonian Basin. *In* *Evolution of the Northern Margin of Tethys: The Results of the IGCP project 198, III*. (ed. NAIRN, A.), pp. 63-89.
- CSONTOS, L. (in prep) Mesozoic geologic and geodynamic problems of the Gemer-Bükk region (S. Slovakia and NE. Hungary): A critical review.
- CSONTOS, L. & VÖRÖS, A. (in prep). Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Alps-Carpathians-Pannonian region.
- CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F. & KOVÁČ, M. (1992): Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. - *Tectonophysics* 208, 221-241.
- CSONTOS, L. & VÖRÖS, A. (1992): Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Alp-Carpathian-Pannonian region, part I: Definition and correlation of the main tectonic units. - *Terra nova Abstract Supplement 2*, 13.
- DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A. (1987): Synorogenic sedimentation on the Northern Calcareous Alps during the Early Cretaceous. *In* *Geodynamics of the Eastern Alps* (eds. FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P.), pp. 126-141 (Deuticke, Vienna).
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L.P., RICOU, L.E., KAZMIN, V.G., LE PICHON, X., KNIPPER, A.L., GRANDJAQUET, C., SBORTSHIKOV, I.M., GEYSSANT, J., LEPVRIER, C., PECHERSKY, D.H., BOULIN, J., SIBUET, J.-C., SAVOSTIN, L.A., SOROKHTIN, O., WESTPHAL, M., BAZHENOV, M.L., LAUER, J.P. & BBU-DUVAL, B. (1986): Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to Pamirs since the Lias. - *Tectonophysics* 123, 241-315.
- DICK, H.J.B. & BULLEN, T. (1984): Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. - *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86, 54-76.
- DICKINSON, W.R. (1970): Interpreting detrital modes of grauwacke and arkose. - *Journal of Sedimentary Petrology* 40, 695-707.
- DICKINSON, W.R. (1985): Interpreting provenance from detrital modes of sandstones. *In* *Provenance of Arenites* (ed. ZUFFA, G. G.), NATO ASI Series C 148, pp. 333-361 (D. Reidel Publishing Company, Dordrecht).
- DICKINSON, W.R. & SUCZEK, C.A. (1979): Plate tectonics and sandstone compositions. - *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 63, 2164-2182.
- DIETRICH, V.J. & FRANZ, U. (1976): Ophiolite-Detritus in den santonen Gosau-Schichten (Nördliche Kalkalpen). - *Geotektonische Forsch.* 50, 85-109.
- DROOP, G.T.R. (1987): A general equation estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from

- microprobe analyses, using stoichiometric criteria. - *Mineralogical Magazine* 51, 431-435.
- EVANS, B.W. & FROST, B.R. (1975): Chrome-spinel in progressive metamorphism - a preliminary analysis. - *Geochimica et Cosmochimica Acta* 39, 959-972.
- FABRIES, J. (1979): Spinel-olivine geothermometry in peridotite from ultramafic complex. - *Contribution to Mineralogy Petrology* 69, 329-336.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1992): Cretaceous flysch and pelagic sequences of the Eastern Alps: correlations, heavy minerals, and paleogeographic implications. - *Cretaceous Research* 13, 387-403.
- FAUPL, P. & POBER, E. (1991): Zur Bedeutung detritischer Chromspinelle in den Ostalpen: Ophiolithischer Detritus aus der Vardarsutur. - *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn* 1, 133-143.
- FAUPL, P. & TOLLMANN, A. (1979): Die Rossfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. - *Geologische Rundschau* 68, 93-120.
- FAUPL, P. (1977): Sedimentologische Studien im Kreideflysch der Lienzer Dolomiten. - *Anzeiger der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse* 1976, 131-134.
- FÉLEGYHÁZY, L. & NAGYMAROSY, A. (1991): New data on the age of the Lower Cretaceous formations in the Gerecse Mountains (Hungary). - *Geologica Carpathica* 42, 123-126.
- FOGARASI, A. (1993): Egy tengeralatti lejtő elemző üledékföldtani és ciklussztratigráfiai vizsgálata a Gerecse hegységben. - *Egyetemi szakdolgozat, Eötvös Lórárd Tudományegyetem, Budapest*.
- FÜLÖP, J. (1975): Tatai mezozoós alaphegységgrögök (The Mesozoic Basement Horst Blocks of Tata). - *Geologica Hungarica Series Geologica* 16, 121 pp.
- FÜLÖP, J. (1953): A Gerecsehegység krétaidőszaki képződményei (Die kretazisehen Bildungen des Gerecse-Gebirges). - *Geologica Hungarica Series Geologica* 11, 124 pp.
- FISK, M.R. & EINCE, A.E. (1980): Experimental crystallization of chrome spinel in FAMOUS-basalt 527-1-1. - *Earth and Planetary Science Letters* 48, 111-123.
- HAAS, J. (1987): Position of the Transdanubian Central Range structural unit in the Alpine evolution phase. - *Acta Geologica Hungarica* 30, (3-4) 243-256.
- HAAS, J. & CSÁSZÁR, G. (1987): Cretaceous in Hungary: Paleogeographic implications. - *Rendiconti della Società Geologica Italiana* 9, 203-208.
- HAGN, H. (1982): Neue Beobachtungen in der Unterkreide der Nördlichen Kalkalpen (Thierseer Mulde SE Landl, Kalkalpine Randschuppe SW Bad Wiessel). - *Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie* 22, 117-135.
- HANTKEN, M. (1868): Lábatlan vidékének földtani viszonyai. - *A Magyarhoni Földtani Társulat Munkálatai* IV, 48-56.
- HILL, R. & ROEDER, R. (1974): The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity. - *Journal of Geology* 82, 709-729.
- INGERSOLL, R.V., BULLARD, T.F., FORD, R.L., GRIMM, J.R., PICKLE, J.D. & SARES, S.W. (1984): The effect of grain size on detrital modes: A test of Gazzi-Dickinson point-counting method. - *Journal of Sedimentary Petrology* 54, 103-116.
- INGERSOLL, R. & SUCZEK, C. (1979): Petrology and provenance of neogene sand from Nicobar and Bengal Fans, DSDP Site 211 and 218. - *Journal of Sedimentary Petrology* 49, 1217-1228.
- IRVINE, T.N. (1967): Chromian spinel as a petrogenetic indicator. - *Canadian Journal of Earth Sciences* 4, 71-99.
- JABLONSKÝ, J. (1992): Rossfeld Formation in Krížna and Choč nappes, Western Carpathians (Abstract). - *Terra nova Abstract Supplement* 2, 34.
- KÁZMÉR, M. (1987): A Lower Cretaceous submarine fan sequence in the Gerecse Mts., Hungary. - *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis, Sectio Geologica* 27, 101-116.
- KÁZMÉR, M. (1988): Lower Cretaceous facies zones in Bakony unit of Hungary. - *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis, Sectio Geologica* 28, 161-168.
- KÁZMÉR, M. & KOVÁCS, S. (1985): Permian-Palaeogene paleogeography along the eastern part of the Periadriatic Lineament: Evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug unit. - *Acta Geologica Hungarica* 28, 69-82.
- KNIPPER, A., RICOU, L.E. & DERCOURT, J. (1986): Ophiolites as indicators of the geodynamic evolution of the Tethyan ocean. - *Tectonophysics* 123, 213-240.
- KUBOVICS, I., SZABÓ, Cs., HARANGI, Sz. & JÓZSA, S. (1990): Petrology and Petrochemistry of Mesozoic Magmatic Suites in Hungary and Adjacent Area - An Overview. - *Acta Geodactica, Geophysica et Montanistica Hungarica* 25, 345-371.
- LEHMANN, J. (1983): Diffusion between olivine and spinel: application to geothermometry. - *Earth and Planetary Science Letters* 64, 123-138.
- MACK, G.H. (1984): Exceptions to the relationships between plate tectonics and sandstone composition. - *Journal of Sedimentary Petrology* 54, 212-220.
- MAKSIMOVIĆ, M. & MAJER, V. (1981): Accessory spinels of two main zones of Alpine ultramafic rocks in Yugoslavia. - *Bulletin de l'Académie Serbe des Sciences et des Arts, Classe des Sciences naturelles et mathématiques, Sciences naturelles* 21, 47-58.
- MATTIOLI, G.S. & WOOD, B.J. (1986): Upper mantle oxygen fugacity recorded by spinel lherzolites. - *Nature* 322, 626-627.
- MCBRIDE, E.F. (1985): Diagenetic processes that affect provenance determinations in sandstone. *In Provenance of Arenites* (ed. ZUFFA, G.G.), NATO ASI Series, Series C. 148, pp. 95-115.
- MÍŠÍK, M., JABLONSKÝ, J., FEJDI, P. & SÝKORA, M. (1980): Chromian and ferrian spinels from Cretaceous sediments of the West Carpathians. - *Mineralia Slovaca* 12, 209-228.
- MOODY, D.F. (1976): Serpentinization: a review. - *Lithos* 9, 12-24.
- MORTON, A.C. (1985): Heavy minerals in provenance studies. *In Provenance of Arenites* (ed. ZUFFA, G.G.), NATO ASI Series, Series C. 148, pp. 249-279.
- MURCK, B.W. & CAMPBELL, I.H. (1986): The effects of temperature, oxygen fugacity and melt composition on the behaviour of chromium in basic and ultrabasic melts. - *Geochimica Cosmochimica Acta* 50, 1871-1887.
- MÜLLER, K. (1973): Das „Randeenoman“ der Nördlichen Kalkalpen und seine Bedeutung für den Ablauf der ostalpinen Deckenüberschiebungen und ihrer Schubweiten. - *Geologische Rundschau* 62, 54-96.
- PAMIĆ, J. (1983): Considerations on the boundary between lherzolite and harzburgite subprovinces in the Dinarids and Northern Hellenides. - *Ophioliti* 8, 153-164.
- POBER, E. & FAUPL, P. (1988): The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic

- evolution of Eastern Alps. – *Geologische Rundschau* 77, 641–670.
- RICOU, L.E., DERCOURT, J., GRANDJACQUET, G., GEYSSANT, J., LEFVRIER, C. & BBU-DUVAL, B. (1986): Geological constraints on the Alpine geodynamic history of the Mediterranean Tethys. – *Tectonophysics* 123, 83–122.
- ROEDER, P.L., CAMPBELL, I.H. & JAMIESON, H.E. (1979): A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* 63, 325–334.
- SACK, R.O. & CHOPPO, M.S. (1991): Chromian spinels as petrogenetic indicator: thermodynamics and petrological applications. – *American Mineralogist* 76, 827–847.
- SHANMUGAM, G. (1985): Types of porosity in sandstones and their significance in interpreting provenance. In *Provenance of Arenites* (ed. ZUFFA, G.G.), NATO ASI Series, Series C. 143, pp. 115–139.
- ŠIMUNIĆ, A.I., ŠPARICA, M. & GRIMANI, M. (1976): Sedimentacija i diageneza donjokrednih naslaga Banije (Sedimentation and diagenesis of Lower Cretaceous beds in Banija – Central Croatia). – *Geološki vjesnik* 29, 199–211, Zagreb.
- ŠPARICA, M., ŠIMUNIĆ, A.I. & GRIMANI, M. (1974): Occurences of the Lower Cretaceous in Banija and the North-Western part of the Bosnian border region. – *Bull. Sci. Akad. Yougosl., (A)*, (19/7–8, 182–183, Zagreb.
- SZTANÓ, O. (1990): Submarine fan-channel conglomerate of Lower Cretaceous, Gerecse Mts., Hungary. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte* 7,
- SZTANÓ, O. & BÁLDF-BEKE, M. (1992): New data prove Late Aptian – Early Albian age of Kőszörökőbánya Conglomerate Member, Gerecse Mountains, Hungary. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis, Sectio Geologica* 31, 155–164.
- THAYER, T.P. (1970): Chromite segregations as petrogenetic indicators. – *Geological Society of South Africa, Special Publications* 1, 380–390.
- VAN DER PLAS, L. (1962): Preliminary note on granulometric analysis of sedimentary rocks. – *Sedimentology* 1, 115–157.
- VALLONI, R. & MAYNARD, J. (1962): Detrital modes of recent deep sea sands their relation to tectonic settings: a first approximation. – *Sedimentology* 23, 75–83.
- VASKÓ DÁVID, K. (1991): Studies on chromite and its significance in the Lower and Middle Cretaceous of the Tatabánya Basin and Vértes Foreground. – *Acta Geologica Hungarica* 34, 111–127.
- VASKÓ-DÁVID, K. (1986): Studies on chromite and their implications in the Lower and Middle Cretaceous of the Tatabánya Basin and Vértes Foreland. – *Magyar Állami Földtani Intézet évi Jelentése 1986. évről*, 241–261.
- WINKLER, W. (1988): Mid- to early Late Cretaceous flysch and melange formations in the western part of the Eastern Alp. Palaeotectonic Implications. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 131, 341–369.
- WINKLER, W. & BERNHILLI, D. (1986): Detrital high-pressure/low-temperature minerals in a late Turonian flysch sequence of the Eastern Alps (western Austria). Implications for Early Alpine tectonics. – *Geology*, 14, 598–601.
- WOLPITZ, G. (1963): Charakteristische Abfolge der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiärschichten der nördlichen Ostalpen. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 106, 89–119.
- ZIMMERLE, W. (1984): The Geotectonic Significance of Detrital Brown Spinel in Sediments. – *Mitteilungen der Geologie und Paläontologie Institut Universität Hamburg* 56, 337–360.
- ZUFFA, G. (1980): Hybrid arenites: their composition and classification. – *Journal of Sedimentary Petrology* 50, 21–29.
- ZUPANIĆ, L., BABIĆ, L., & CRNJAKOVIĆ, M. (1981): Lower Cretaceous basinal clastics (Oštrc Formation) in the Mt. Ivanščica (Northwestern Croatia). – *Acta Geologica* 11, 1–44.

	1	2	3	4	5	6	7	8
TiO ₂	0.65	0.00	0.04	0.12	0.00	0.05	0.09	0.00
Al ₂ O ₃	21.16	31.62	39.48	23.36	19.82	32.97	29.63	35.75
Cr ₂ O ₃	46.56	37.31	28.50	46.80	49.67	37.14	38.30	32.68
FeO	19.86	17.69	15.67	14.83	18.75	12.58	16.50	15.90
MnO	0.34	0.27	0.15	0.20	0.35	0.08	0.21	0.16
MgO	11.74	13.02	15.38	14.54	11.37	16.44	13.73	15.09
Sum.:	100.31	99.91	99.22	99.85	99.96	99.26	98.46	99.58
Fe ₂ O ₃ :	2.21	0.89	1.35	1.56	1.39	0.77	1.47	1.69
FeO:	17.87	16.89	14.46	13.43	17.50	11.89	15.18	14.38
newSum:	100.53	100.00	99.36	100.01	100.10	99.34	98.61	99.75
Ti	0.1208	-	0.0056	0.0208	-	0.0072	0.0152	-
Al	6.1936	8.8384	10.6104	6.6832	5.8664	9.0240	8.4056	9.7336
Cr	9.1424	6.9960	5.1376	8.9816	9.8640	6.8192	7.2888	5.9680
Fe ₂	3.7112	3.3488	2.7560	2.7256	3.6744	2.3080	3.0552	2.7784
Mn	0.0704	0.0528	0.0280	0.0400	0.0736	0.0144	0.0416	0.0304
Mg	4.3456	4.6024	5.2272	5.2608	4.2568	5.6904	4.9256	5.1952
cal Fe ₃	0.4128	0.1592	0.2312	0.2840	0.2632	0.1336	0.2648	0.2928
mg#:	0.54	0.58	0.65	0.66	0.54	0.71	0.62	0.65
cr#:	0.60	0.44	0.33	0.57	0.63	0.43	0.46	0.38
CAT#:	24.0000	24.0000	24.0000	24.0000	24.0000	24.0000	24.0000	24.0000
Spi	38.7326	55.2612	65.3686	41.7901	36.6812	56.4241	52.5623	60.8533
Her	-	-	0.9768	-	-	-	-	-
Gah	-	-	-	-	-	-	-	-
Gal	-	-	-	-	-	-	-	-
Qua	1.5109	-	-	0.2689	-	0.0998	0.1993	-
Mfe	2.5845	0.9978	-	1.7794	1.6471	0.8386	1.6606	1.8321
Cou	-	-	-	-	-	-	-	-
Tre	-	-	-	-	-	-	-	-
Fra	-	-	-	-	-	-	-	-
Jac	-	-	0.3588	-	-	-	-	-
Usp	-	-	0.0797	-	-	-	-	-
Nic	-	-	-	-	-	-	-	-
Mnc	0.8847	0.6686	-	0.5079	0.9265	0.1897	0.5281	0.3883
Pic	10.0149	1.2973	-	21.6852	14.9003	13.6967	6.9828	2.2752
Chr	46.2724	41.7752	32.1261	33.9685	45.8449	28.7511	38.0671	34.6510
Mag	-	-	1.0898	-	-	-	-	-
SUM:	99.95	99.97	99.96	99.96	99.97	99.96	99.95	99.97

7. táblázat. Reprezentatív mikroszondás spinell clemzések: oxidos összetétel, kationszámok, spinell végtagok. FeO = összes Fe. A kationszámok 32 oxigén alapján, a Fe³⁺ kiszámítása a DROOP (1987) képlet segítségével történt. Program: HARANGI Szabolcs (Eötvös Loránd Tudományegyetem).

Table 7. Representative microprobe analyses of the detrital spinel grains: oxide composition, cation number, spinel endmember. FeO = sum Fe. Cation number based on 32 oxygens, Fe³⁺ were calculated by DROOP (1987) equation. Computer program made by Szabolcs HARANGI (Eötvös University, Budapest).

	9	10	11	12	13	14	15	16
TiO ₂	0.00	0.00	0.21	0.09	0.04	0.13	0.09	0.14
Al ₂ O ₃	22.69	26.03	19.30	12.37	31.39	30.09	22.44	10.47
Cr ₂ O ₃	48.73	43.47	50.62	59.83	38.58	37.67	45.45	61.67
FeO	16.89	17.13	16.41	17.29	16.51	18.34	18.28	17.86
MnO	0.28	0.22	0.33	0.39	0.21	0.22	0.28	0.35
MgO	11.42	12.27	12.77	10.56	13.90	14.05	13.00	10.20
Sum.:	100.01	99.12	99.64	100.53	100.63	100.50	99.54	100.69
Fe ₂ O ₃ :	0.00	0.22	1.15	0.00	0.76	3.21	3.13	0.00
FeO:	0.00	16.93	15.37	0.00	15.83	15.45	15.46	0.00
newSum:	83.12	99.14	99.76	83.24	100.71	100.82	99.85	82.83
Ti	-	-	0.0384	0.0168	0.0056	0.0224	0.0160	0.0272
Al	6.6184	7.5248	5.6880	3.7776	8.6856	8.3600	6.5200	3.2288
Cr	9.5352	8.4296	10.0096	12.2576	7.1608	7.0208	8.8592	12.7584
Fe ₂	3.4960	3.4728	3.2152	3.7464	3.1064	3.0464	3.1872	3.9080
Mn	0.0584	0.0448	0.0688	0.0848	0.0408	0.0432	0.0576	0.0768
Mg	4.2128	4.4856	4.7600	4.0784	4.8640	4.9360	4.7768	3.9776
cal Fe ₃	-	0.0400	0.2168	-	0.1336	0.5680	0.5808	-
mg#:	0.55	0.56	0.60	0.52	0.61	0.62	0.60	0.50
cr#:	0.59	0.53	0.64	0.76	0.45	0.46	0.58	0.80
CAT#:	23.9208	24.0000	24.0000	23.9616	24.0000	24.0000	24.0000	23.9768
Spi	42.6048	47.0443	35.5683	23.9307	54.3077	52.2644	40.7656	20.3448
Her	-	-	-	-	-	-	-	-
Gah	-	-	-	-	-	-	-	-
Gal	-	-	-	-	-	-	-	-
Qua	-	-	0.4885	0.2129	0.0799	0.2875	0.2082	0.3428
Mfe	-	0.2533	1.3559	-	0.8386	3.5557	3.6346	-
Cou	-	-	-	-	-	-	-	-
Tre	-	-	-	-	-	-	-	-
Fra	-	-	-	-	-	-	-	-
Jac	-	-	-	-	-	-	-	-
Usp	-	-	-	-	-	-	-	-
Nic	-	-	-	-	-	-	-	-
Mnc	0.7519	0.5698	0.8674	1.0744	0.5191	0.5452	0.7236	0.9678
Pic	11.6335	8.7937	21.6301	27.3160	5.5206	5.3269	14.9169	29.0957
Chr	45.0098	43.3389	40.0897	47.4660	38.7341	38.0203	39.7512	49.2489
Mag	-	-	-	-	-	-	-	-
SUM:	97.09	99.97	99.96	98.66	99.96	99.98	99.97	99.19