

Vznik a vývoj klenbovej štruktúry Cerovej vrchoviny

Jozef Hók¹, Rastislav Vojtko¹ & Igor Slaninka²

¹Katedra geológie a paleontológie, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského v Bratislave, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava; hok@fns.uniba.sk

²Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

AGEOS Genesis and evolution of elevation structure of the Cerová vrchovina Mts.

Abstract: The origin of elevation structure of the Cerová Vrchovina Mts. was connected with active uplift caused by upwelling of a pre-Cenozoic basement or bulging due to volcanic activity during the Pliocene and Pleistocene. The erosion-denudation processes and changing tectonic regime with reorientation of the main tension axes from NW–SE to NE–SW are considered to be as the main factors of the proposed evolution model of the Cerová vrchovina elevation. A significant role during the evolution played erosion-resistant basalt sheets and lava flows which prevented erosion of soft Cenozoic sediments. Areas without the volcanic cover have been eroded into the deeper stratigraphic levels as evidenced by the inverse relief.

Key words: Western Carpathians, Cerová vrchovina Mts., morphostructure, erosion, volcanics, Pliocene, Pleistocene

1. ÚVOD

Cerová vrchovina sa nachádza na juhu stredného Slovenska. V rámci regionálneho geologického členenia (Vass et al., 1988^a) je oblasť Cerovej vrchoviny, spoločne s Lučenskou a Rimavskou kotlinou, súčasťou Juhoslovenskej panvy.

Klenbu Cerovej vrchoviny definovali Vass et al. (1986^a) resp. Vass et al. (2007) ako plikatívnu štruktúru pretiahnutú v smere SV–JZ, ktorá vznikla v období po mindeli v dôsledku vyprázdenia magmatických kozubov bazaltového vulkanizmu.

Geomorfologicky sa oblasťou Cerovej vrchoviny zaoberal predovšetkým Lacika (1989, 1990), Lacika in Hók et al. (2001) a Lacika in Vass et al. (2007).

Koncepcia geologickej stavby územia je zhrnutá v geologických mapách a vysvetlivkách mierky 1:50 000 (Elečko et al., 1985; Vass et al., 1986^b; Vass et al., 1992^{a,b}) a v monografiách (Vass et al., 1989, 2007). Výsledky starších geologických prác sú opísané vo vysvetlivkách ku prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Zvolen (Kuthan et al., 1964) a list Rimavská Sobota (Fusán et al., 1962). Novšie výsledky sú zahrnuté v prehľadných geologických mapách mierky 1:200 000 (Bezák et al., 2008; Mello et al., 2008). Na geologickej stavbe územia sa podieľajú horninové komplexy predkenozoického podlažia, paleogénne, miocénne, pliocénne a kvartérne sedimenty a vulkanity.

2. PREHLAD GEOLOGICKEJ STAVBY

Horniny predkenozoického podlažia vystupujú na povrch len v severnom ohraničení Lučenskej a Rimavskej kotliny. Sú reprezentované horninovými komplexmi, ktoré patria tektonickým jednotkám veporika, gemerika, turnaika a silicka. Tieto horninové komplexy boli zachytené aj v početných vrtných prácach, ktoré sa však koncentrujú len na severné ohraničenie Lučenskej a Rimavskej kotliny. V južných častiach kotlín

a v oblasti Cerovej vrchoviny informácie o predkenozoickom podloží pochádzajú z vrtných prác (Vass et al., 1988^b; Dzúrik et al., 2007) a z xenolitov vo vulkanitoch (Hovorka & Lukáčik, 1972; Konečný et al., 1995). Reliéf predkenozoického podlažia sa skláňa generálne od severu smerom na juh. Najnižšiu úroveň 1250–1500 m pod povrchom dosahuje práve pod kulmináciou elevačnej klenby štruktúry Cerovej vrchoviny (Kilényi & Šefara, 1989).

Podstatná časť objemu sedimentárnych hornín, ktorá tvorí výplň Lučenskej a Rimavskej kotliny ako aj Cerovej vrchoviny nevystupuje na povrch a je známa iba z vrtných prác. Sedimenty sa vyvíjali v odlišných paleogeografických podmienkach ako prevažná väčšina kenozoických sedimentov interníd Západných Karpát. Spoločne so sedimentárnou výplňou Ipelskej kotliny, denudačných relikto v oblasti Štúrova a v podloží stredoslovenských neovulkanitov patria k paleogénnym sedimentom budínskeho vývoja. Sedimenty sa vyznačujú odlišnou faunistickou provinciou, sladkovodnými sedimentami, nástupom terigénnej transgresie v paleogéne (oligocén) a plynulým prechodom sedimentácie z paleogénu do spodného miocénu.

2.1. Paleogén

2.1.1. Skálnické vrstvy (kišcel)

Skálnické vrstvy sú najstaršie kenozoické horniny Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny. Predstavujú kontinentálne sedimenty, ktoré sedimentovali pred morskou transgresiou sedimentov čížskeho súvrstvia. Skálnické vrstvy nevystupujú na povrch a zistili sa len vo vrtoch. Ležia diskordantne na predkenozoických horninách. Ich hrúbka kolíše od niekoľko metrov do niekoľko desiatok metrov. Tvoria ich pestré íly, prachy, piesky, štrky až zlepenca a brekcie (Vass et al., 1992^{a,b}; Vass, 2002).

2.1.2. Čížske súvrstvie (kišcel)

Čížske súvrstvie zahŕňa morské sedimenty kišcelského veku, rozšírené v juhoslovenských kotlinách. Sedimenty nevystupujú

na povrch. Je uložené konkordantne na skálnických vrstvách alebo diskordantne na predkenozoickom podloží. Zakryté je lučenským súvrstvom (Vass, 2002). Maximálna predpokladaná hrúbka súvrstvia sa pohybuje okolo 400 m. V čížskom súvrství bolo vyčlenených viacero vrstiev (Vass et al., 1992^b).

2.2. Neogén

2.2.1. Lučenské súvrstvie (eger)

Sedimenty lučenského súvrstvia sú rozšírené v celej Lučenskej kotline a Cerovej vrchovine. Na väčších plochách vystupujú na povrch len v severných častiach územia. Maximálna zistená hrúbka súvrstvia je 704,3 m (vrt FV-1, Vass et al., 1988^b). Smerom na J a JZ hrúbka lučenského súvrstvia podľa Vassa (2002) narastá až na 1200 m. Súvrstvie bolo rozdelené na viaceré čiastkové litostratigrafické jednotky (Vass et al., 1992^b; Vass, 2002).

2.2.2. Filakovské súvrstvie (egenburg)

Egenburské sedimenty tvoria dve litologicky zásadne sa odlišujúce súvrstvia: spodné – filakovské súvrstvie je morského pôvodu a vrchné – bukovinské súvrstvie je kontinentálneho pôvodu. Sedimenty filakovského súvrstvia predstavujú hlavnú horninovú masu Cerovej vrchoviny a podieľa sa aj na stavbe jz. časti Lučenskej kotliny. Ležia na lučenskom súvrství so skrytou diskordanciou. Maximálna hrúbka filakovského súvrstvia je okolo 500 m. Na základe litologických znakov súvrstvie bolo rozdelené na niekoľko nižších litostratigrafických jednotiek (Vass et al., 1992^b, 2007; Vass, 2002).

2.2.3. Bukovinské súvrstvie (egenburg)

Spočíva na filakovskom súvrství a v sz. časti Lučenskej kotliny aj na lučenskom súvrství. Predstavuje cyklické striedanie štrkov, pieskov, pestrých ílov, do ktorých sa vkladajú lavice a polohy ryodacitových tufov a tufitov. Vek ryodacitových tufov je na základe rádiometrických datovaní stanovený na 20,1±0,3 až 19,7±0,2 Ma (cf. Vass, 2002).

2.2.4. Salgotarjánske súvrstvie (otnang)

Salgotarjánske súvrstvie sa vyskytuje v diskordantnej pozícii v nadloží bukovinského alebo lučenského súvrstvia prípadne spočíva priamo na predkenozoickom podloží. Celková hrúbka súvrstvia pozostávajúceho z dvoch členov: pôtorských a plachtinských vrstiev kolíše od niekoľkých metrov do cca 200 m.

2.2.5. Šiatorský intruzívny komplex (šiatorský andezit)

Komplex pozostáva z niekoľkých lakolitových a ložných telies, ktoré tvorí hyperstenicko-amfibolický andezit s granátom. Andezit kontaktné (tepelné) metamorfoval sedimenty filakovského súvrstvia. Rádiometrické datovania sa pohybujú v rozmedzí 15,1 Ma až 16,4±1,33 Ma (cf. Vass et al., 2007) a poukazujú na spodný bádén.

2.2.6. Poltárske súvrstvie a podrečianska bazaltová formácia (pont)

Vzťah sedimentov poltárskeho súvrstvia a podrečianskej bazaltovej formácie je z hľadiska časopriestorových vzťahov ne-

jednoznačný. Podrečianska bazaltová formácia prikrýva poltárske súvrstvie a zároveň sa vyskytuje v prostredí poltárskeho súvrstvia, pričom sedimenty poltárskeho súvrstvia sa vyskytujú aj v nadloží podrečianskej formácie (Vass et al., 1992^b, 2007).

Poltárske súvrstvie leží diskordantne prevažne na lučenskom súvrství. V západnej časti Lučenskej kotliny leží na filakovskom alebo bukovinskom súvrství. Na severnom okraji prikrýva horniny predkenozoického podložja. V rámci súvrstvia boli odlíšené dve fácie – riečna a jazerná, pričom prevláda riečna fácia so štrkami (Vass et al., 1992^a, 1992^b). Štrky majú prevažne polymiktné zloženie. Pozostávajú z obliakov kremeňa, kremenčov, fylitov a granitov. Reflektujú litologické zloženie zdrojovej oblasti predkenozoického podložja gemerika a hlavne veporika. Hrúbka súvrstvia kolíše (po erozívnom zreze) od niekoľko metrov do 100 m. Podrečianska bazaltová formácia zahŕňa relikty produktov bazaltového vulkanizmu (lávové prúdy a maary). Pozostáva z celistvých tmavosivých bazaltov, tufov a lapilových tufov. Pontský vek je odvodený z veku bazaltov podrečianskej bazaltovej formácie, ktorý bol stanovený K/Ar metódou na 6,44±0,27 Ma a 7,17±0,47 Ma (Kantor & Wiegerová, 1981 ex Vass et al., 1992^b) a izochrónny vek na 6,17±0,47 Ma (Vass et al., 2007).

2.2.7. Belinské vrstvy (?pliocén)

Belinské vrstvy sa vyskytujú v podloží lávových prúdov cerovej bazaltovej formácie a v nadloží filakovského súvrstvia západne od obce Čamovce a Nová Bašta (vo vrte EHJ-1; Vass et al., 2007). Predstavujú dolinovú výplň vodného toku. Litologicky sú zložené zo štrkov a pestrých ílov. Valúnový materiál je tvorený z kremeňa, kremenca, arkózových pieskocov a metakvarcitov (Horníš, 1976).

2.3. Cerová bazaltová formácia (vrchný miocén–pleistocén; 5,43–1,14 Ma)

Vulkanické horniny cerovej bazaltovej formácie predstavujú priestorovo nesúvislé relikty bazaltového vulkanizmu, prevažne lávové prúdy a príkrovy, v menšej miere troskové kužele, neky, dajky, maary, tufové kužele a diatrémy (Vass & Kraus, 1985).

Vulkanická aktivita bazaltového vulkanizmu sa koncentrovala do oblasti Cerovej vrchoviny. Prvá vulkanická fáza však zodpovedá podrečianskej bazaltovej formácii, ktorá na rozdiel od cerovej bazaltovej formácie prebiehala vo vodnom prostredí.

Z geomorfologického rozloženia bazaltových komplexov Cerovej vrchoviny vyplýva, že paleoreliéf dosahoval najvyššiu nadmorskú výšku v južnej časti územia (Konečný in Vass et al., 2007). V rámci morfolologickej klenby vynikala čiastková morfológická elevácia podmienená intrúziami lakolitových telies šiatorského intruzívneho komplexu (kóty Karanč, 725 m n. m. a Šiator, 660 m n. m.).

V rámci cerovej bazaltovej formácie je možno rozlíšiť niekoľko vulkanických fáz (Konečný in Vass et al., 2007).

Druhá vulkanická fáza (5,43–3,47 Ma) zahŕňa väčšinu lávových nekov, lávový prúd Črep a Belinský vrch, diatrému Šurice a maar Kostná dolina pri Hajnáčke.

Tretia vulkanická fáza (2,75–2,45 Ma) vulkanizmus pokračoval efúziami bazaltovej lávy v sz. časti klenbovej štruktúry (lá-

vový prúd Mačacia–Tri chotáre). V danej fáze vznikol troskový kužel Ostrá skala, diatréma pri Hajnáčke a skupina diatrém pri Starej Bašte a Tachtoch.

Štvrtá vulkanická fáza (2,25–1,6 Ma). V rámci štvrtej fázy vznikol bazaltový komplex Medvedia výšina. Pri sv. okraji klenby sú to lávové prúdy Zaboda a Veľký kopec. Prevažná časť vulkanických foriem sa vyvíjala za hranicami klenby. Patrí sem najdlhší lávový prúd Ratka–Filakovské Kováče, komplex Guda s lávovým prúdom a intrúzia Bulhary.

Piata vulkanická fáza (1,5–1,1 Ma) nasledovala bez výraznejšieho prerušenia vulkanickej aktivity. Prevažná väčšina vulkanickej aktivity sa sústredila mimo klenbovej štruktúry sv. od Filakova, kde vznikol rozsiahlejší bazaltový komplex Veľký Bučeň s lávovými prúdmi.

Šiesta vulkanická fáza (pleistocén) je datovaná len na základe pozície maarových štruktúr pri Hodejove a Filakove ku riečnym terasám (günz–mindel). Zvyšok maaru pri Hodejove je cca 120 m nižšie pod úrovňou lávového prúdu komplexu Guda (4. vulkanická fáza) na juh od Hodejova.

2.4. Sedimenty kvartéru

Prevládajúcim genetickým typom kvartérnych uloženín sú fluvialne sedimenty terás a nív riek a potokov. Podľa relatívnej výškovej pozície pleistocénnych terás celkový zdvih územia Cerovej vrchoviny v kvartéri dosiahol cca 140 m (Pristaš in Vass et al., 2007). Pre rekonštrukciu vývoja klenbovej štruktúry sú najvýznamnejším zdrojom informácií predovšetkým trebeľovské a husinské vrstvy.

2.4.1. Trebeľovské vrstvy (?biber)

Trebeľovské vrstvy sú považované za najstaršie sedimenty patriace kvartéru. Zachovali sa v podloží bazaltov 4. vulkanickej fázy cerovej bazaltovej formácie na severnom okraji Cerovej vrchoviny medzi kótou Maza (355 m n. m.) a Trebeľovcami resp. Filakovskými Kováčami. Sú zastúpené fluvialnými piesčitými štrkami a pieskami. Obliakový materiál je tvorený z kremencov, arkóz a drob, ale ojedinele sa vyskytujú aj svory, fylity, bazalt, andezit a vulkanoklastiká. Treba poznamenať, že litologické zloženie časti obliakového materiálu (kremence, arkózy, droby, svory a fylity) indikuje jeho zdroj z oblasti obnažených horninových komplexov gemerika a veporika na severe, keďže na juhu sa podobné horninové komplexy nevyskytujú a nevyskytovali. Alternatívnym zdrojom obliakového materiálu môže byť jeho recyklácia zo sedimentov poltárskeho súvrstvia resp. belinských vrstiev.

2.4.2. Husinské vrstvy (donau)

Husinské vrstvy sa vyskytujú v podloží lávového prúdu (5. vulkanická fáza) medzi Husinou a Šavolom a sporadicky sú zachované aj v doline Rimavy a Suchej. Obliakový materiál je litologicky reprezentovaný kremeňmi, kremencami a ojedinele bridlicami a lyditi.

2.4.3. Günz

V nižšej úrovni, v pozícii 30–40 m nad riečnou nivou Iplá a Suchej a najmä na severnom okraji Cerovej vrchoviny vystupujú

fluvialne štrky a piesky günzkej terasy (Pristaš in Vass et al., 2007). Sedimenty günzu sa vyskytujú aj v povodí riečky Belina. Sú vyvinuté hlavne na svahoch bočných (západných) prítokov Beliny, ktoré lemujú východný okraj lávového prúdu Ratka–Filakovské Kováče, v ktorého podloží sú prítomné trebeľovské vrstvy.

2.4.4. Mindel

Sedimenty mindelu zaberajú široký pás na pravom brehu Iplá a Suchej a na ľavom brehu Beliny v Cerovej vrchovine. Sú zastúpené fluvialnými a proluviálnymi sedimentmi vystupujúcich v dvoch úrovniach. Vass et al. (1992^b) uvádzajú, že v dôsledku diferenciácie neotektonických pohybov v Lučenskej a Rimavskej kotline a klenby Cerovej vrchoviny pozorujeme výškovú diferenciáciu mindelských terás, pričom výraznejšiu diferenciáciu terás podmienil najmä intenzívnejší zdvih klenby Cerovej vrchoviny a kryh rozvodnia Suchej a Rimavy. Spomenutá argumentácia sa v danom prípade vzťahuje resp. indikuje vertikálne pohyby aj v oblasti severne od klenbovej štruktúry Cerovej vrchoviny. Tieto pohyby sa realizovali pozdĺž tektonicky predisponovaných dolín orientovaných generálne v smere SZ–JV, čo je smer temer kolmý na priebeh okraja klenby Cerovej vrchoviny. Diferencovaný vývoj terás je pozorovateľný aj v údolí Beliny, ktorá zasahuje hlboko do klenbovej štruktúry a jej smer je SZ–JV.

2.4.5. Riss

Pod mindelskými terasovými stupňami Iplá, Suchej a Beliny vystupujú dve stredné terasy (riss). Prvá, staršia úroveň, tvorená štrkami korytovej fácie, je zachovaná na Ipli, v doline Suchej a Beliny a nachádza sa v relatívnej výške 20–25 m. Spodný terasový stupeň (mladší riss) je vyvinutý na pravom brehu Iplá, Suchej a Krivánskeho potoka; sporadicky je zachovaný v doline Rimavy (Pristaš, 1971).

2.4.6. Würm

Fluvialne sedimenty nízkej terasy (starší würm) sa zachovali na pravom brehu Iplá, Suchej a Beliny. Povrch terasy vystupuje 4–8 m nad riečnou nivou Iplá, báza terasy je na úrovni alebo slabo pod úrovňou povrchu riečnej nivy. Spraša a sprašová hlina tvoria viac-menej súvislý pokryv fluvialných sedimentov. Hrúbka pokryvu rastie od najmladších terás po najstaršie. Najúplnejší profil so sprašovým pokryvom sa zachoval na najstarších pleistocénnych terasách Iplá, Suchej, Rimavy a na bazaltových prúdoch. Deluvialne sedimenty v oblasti Cerovej vrchoviny dosahujú hrúbky od 2 do 4 m. Sformovali sa až vo würme a v holocéne (cf. Pristaš in Vass et al., 2007).

2.4.7. Holocén

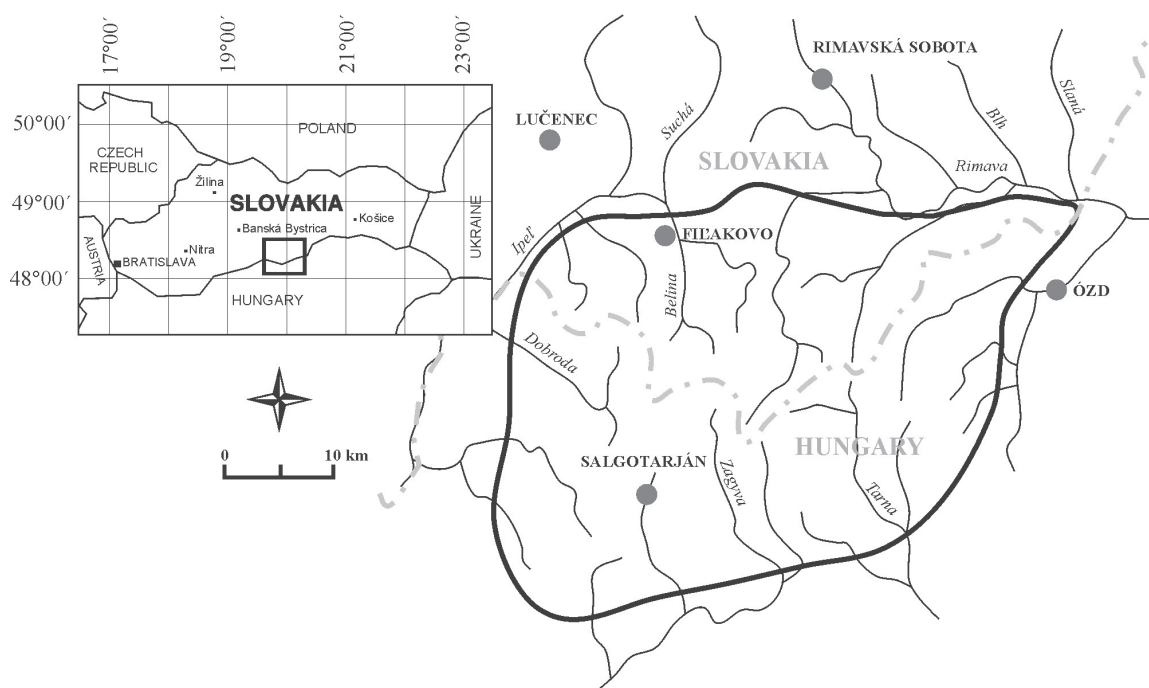
Do holocénu sú zaradené povodňové sedimenty nív ako aj proluviálne sedimenty náplavových a ronových kuželov. Náplavové kužele patria predovšetkým potokom ústiacich z Cerovej vrchoviny. Spravidla sú ploché a tvoria ich vrstvy hlinitiopiesčitých a štrkových sedimentov hrubé len 2–3 m (Pristaš in Vass et al., 2007).

3. GENÉZA KLENBOVEJ ŠTRUKTÚRY CEROVEJ VRCHOVINY

Pre vyčlenenie a genézu klenbovej štruktúry Cerovej vrchoviny uvádzajú Vass et al. (1986^a) resp. Vass et al. (2007) viaceré argumenty. Predovšetkým je to radiálny charakter riečnej siete (Obr. 1). Dnešný reliéf Cerovej vrchoviny je inverzný voči reliéfu pred výlevom bazaltov. Bazalty sa vyliali do dolín, ktoré dnes tvoria hrebene. Vznik klenby podľa Vassa et al. (1986^a) súvisel s vyprázdnením magmatických kozubov bazaltového vulkanizmu cerovej formácie. Denudačný zrez klenby je mladý, lebo vo vrcholovej časti sa nachádzajú pomerne najmladšie horniny (salgotariánske súvrstvie – otnang). Na obvodě klenby sa naopak vyskytujú staršie horniny. V Lučenskej a Rimavskej kotline je sieť zlomov pravidelná a zlomy smeru SV–JZ sú segmentované mladšími zlomami smeru SZ–JV. Cerovú vrchovinu porušuje veľmi nepravidelná mozaika zlomov a pokračovanie zlomov z kotliny je v tejto mozaike nevýrazné. Počiatočný zdvih klenby nastal v mladom pliocéne až najstaršom pleistocéne. Vtedy sa reorganizovala riečna sieť. Niektoré toky, ktoré tiekli na juh zmenili smer na opačný. Výrazne sa klenba zdvihla po mindeli. Mindelské terasy sú rozšírené tak na svahoch klenby (na severnom okraji) ako aj v Lučeneckej a Rimavskej kotline, pričom pozícia terás je na svahoch klenby vyššia ako v kotlinách. Stabilizácia klenby nastala vo würme čo je doložené rovnakou výškovou pozíciou terás (cf. Vass et al., 1986^a, 2007).

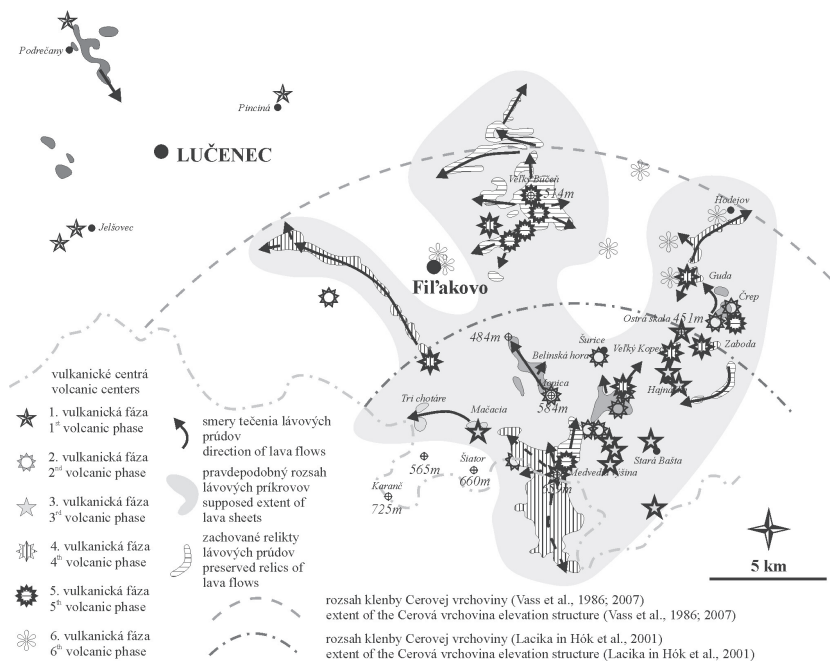
Radiálny charakter riečnej siete v oblasti Cerovej vrchoviny je markantným a neoddiskutovateľným fenoménom pre jej vyčlenenie. Ku ostatným argumentom je možno zaujať kritický postoj, ktorý smeruje k odlišnému pohľadu na interpretáciu genézy klenbovej štruktúry Cerovej vrchoviny.

Takmer celú oblasť klenbovej štruktúry definovanej Vassom et al. (1986^a) tvoria, odhladnuc od vulkanických hornín, sedimenty filakovského a bukovinského súvrstvia (egenburg), pričom sedimenty mladšieho bukovinského súvrstvia (ako aj salgotariánske súvrstvia) sa vyskytujú len v južnej, najviac vyzdvihnutej časti klenbovej štruktúry. Vo vzťahu medzi vekom produktov bazaltového vulkanizmu a vekom sedimentov platí, že staršie bazalty prikrývajú mladšie sedimenty a naopak, mladšie bazalty prikrývajú staršie sedimenty. Na periférii klenby, v oblasti Lučenskej a Rimavskej kotliny sú prítomné sedimenty lučenského súvrstvia (eger) a erózne zvyšky poltárskeho súvrstvia (pont). Takáto konfigurácia poukazuje skôr na predpoklad, že mladšie sedimenty filakovského súvrstvia, ktoré sa nachádzajú v normálnej stratigrafickej pozícii v nadloží lučenského súvrstvia boli chránené pred eróziou. Ochrana pred eróziou mohla byť sprostredkovaná prekrytím lávovými prúdmi a príkrovmi bazaltov, podobne ako sa v štruktúre Veľkého Bučeňa zachovali relikty husinských vrstiev (Obr. 2). Ďalšou alternatívou je, že sedimenty filakovského súvrstvia boli pôvodne v poklesnutej pozícii voči lučenskému súvrstviu. Na druhú alternatívu poukazuje reliéf predkenozoického podložja (Kilényi & Šefara, 1989), ktorého povrch dosahuje najväčších hĺbok práve v oblasti dnešnej výškovej kulminácie klenbovej štruktúry ako aj predpokladané smerovanie riečnej siete smerom na juh (Lukniš, 1972; Vass et al., 1986a; 2007). Morfológia predkenozoického podložja zároveň vyvracia akúkoľvek genetickú spojitost medzi predkenozoickým podložím a klenbovou štruktúrou Cerovej vrchoviny. Je veľmi pravdepodobné, že v danej spojitosti nie je možné uvažovať ani s lokálnym vykľutím plášťových hmôt, ktorých xenolity sa našli v bazaltoch (Konečný et al., 1995). Najvyšší okraj vykľutia plášťových hmôt je situovaný



Obr. 1. Radiálny charakter riečnej siete a rozsah klenby v oblasti Cerovej vrchoviny (sensu Vass et al., 1986^a).

Fig. 1. Radial pattern of the river network and extent of the elevation structure of the Cerová vrchovina Mts. (sensu Vass et al., 1986^a).



Obr. 2. Rozmiestnenie vulkanických centier jednotlivých vulkanických fáz a smery tečenia lávových prúdov cerovej bazaltovej formácie (spracované podľa Konečný in Vass et al., 2007). Zobrazený je predpokladaný možný rozsah lávových prúdov a príkrovov a rozsah klenby Cerovej vrchoviny (sensu Vass et al., 1986²; 2007 a Lacika in Hók et al., 2001).

Fig. 2. Localisation of volcanic centres of the individual volcanic phase of the Cerová Fm., and the direction of the lava flows (according to Konečný in Vass et al., 2007). Proposed possible maximum extent of the lava flows (light grey shading) and the area of the elevation structure are displayed (sensu Vass et al., 1986²; 2007 and Lacika in Hók et al. 2001).

podstatne severnejšie v oblasti veporika (Lilie et al., 1994). Na základe uvedeného nie je možné akceptovať predpoklad o súvisle tvorby klenby so štruktúrami v jej hlbokom alebo bezprostrednom podloží. Navyše, vulkanity cerovej bazaltovej formácie, na rozdiel od šiatorského intruzívneho komplexu, nevytvárali vulkanické formy typu lakolitov a ložných telies, ktoré by mohli sprostredkovať inverziu reliéfu. V rámci klenby vyniká čiastková morfológická elevácia tvoriaca najvyššie položenú oblasť v rámci Cerovej vrchoviny. Je podmienená práve intrúziami lakolitových telies granátického andezitu (báden) Karanč (725 m n. m.) a Šiator (600 m n. m.). Existenciu tejto elevácie v paleoreliéfe dokumentuje priebeh lávového prúdu Mačacia (3. vulkanická fáza), ktorý spomenutú eleváciu rešpektuje a obteká ju pri severnom okraji s postupným stáčaním smerom na západ (Obr. 2).

Na tektonickú predispozíciu dolinovej siete v oblasti Lučenskej a Rimavskej kotliny poukazuje výrazná asymetria fluviaľných údolí v priečnom reze. Výrazná transverzálna asymetria údolí tokov Blhu, Rimavy, Suchej, Ipľa ako aj Beliny (v rámci klenbovej štruktúry), spoločne s morfológickými charakteristikami protihľých svahov a charakterom zachovaných horninových komplexov, ktoré vzhľadom k podobnému litologickému zloženiu nemohli mať vplyv na charakter erózie je priamym indikátorom tektonickej predispozície ich vzniku (Burbank & Anderson, 2001). Na svahoch s miernym sklonom sú spravidla zachované akumulácie eolických (spraše a sprašové hliny) a fluviaľných – terasových sedimentov, ktoré na strmších svahoch absentujú. Predpokladáme, že doliny vznikali na SZ–JV orientovaných poklesových zlomových rozhraniach so sklonom zlomových plôch smerom na západ resp. juhozápad v extenznom tektonickom režime s orientáciou tenzie v SV–JZ smere.

Lokalizácia a priebeh zlomov v rámci klenbovej štruktúry je veľmi obtiažna vzhľadom k monotónnemu litologickému a stratigrafickému charakteru sedimentov. Podstatné percento predpokladaných zlomov zobrazených na geologickej mape 1:50 000

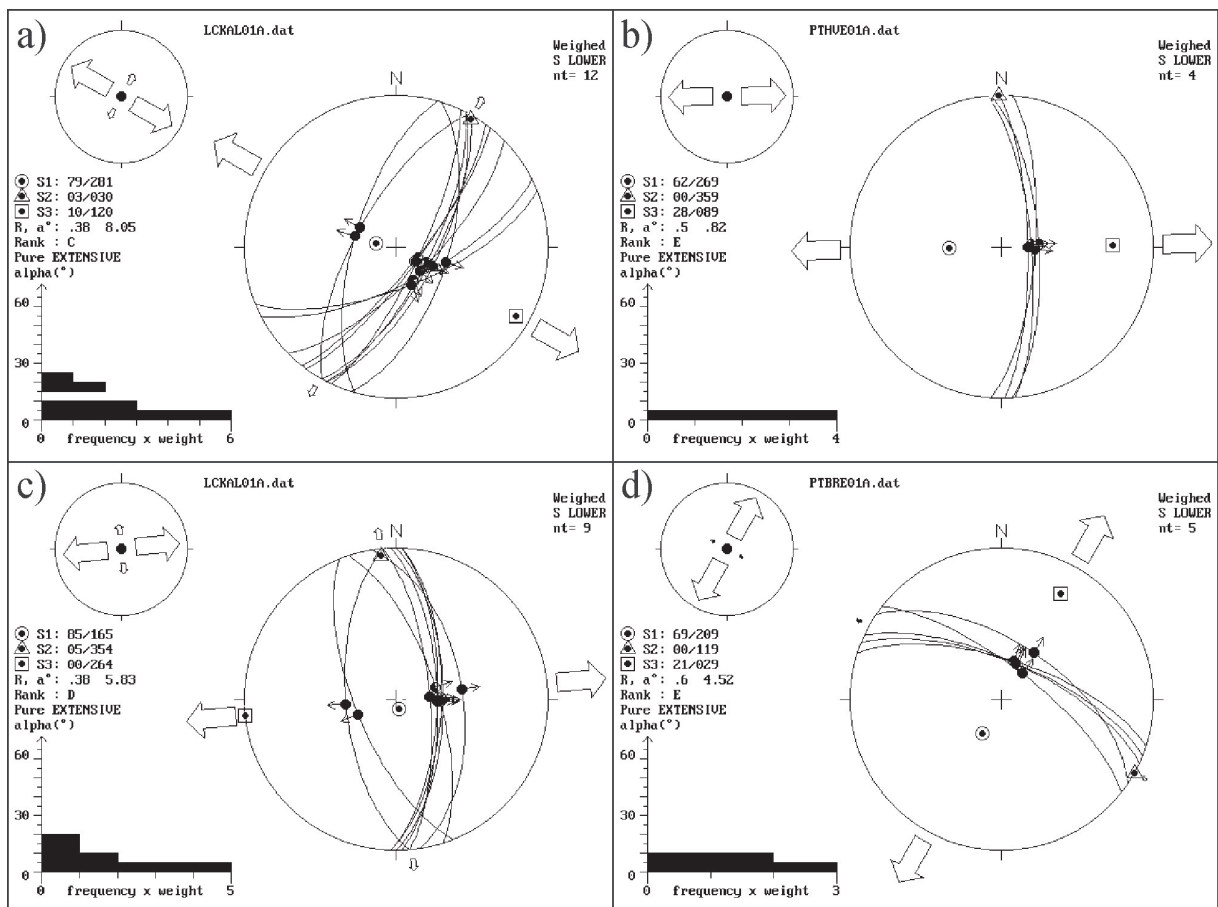
(Vass et al., 1992^a) sleduje priebeh riečnej siete alebo invertované štruktúry lávových prúdov bez toho aby reprezentovali geologicky a tektonicky preukázateľné rozhrania. Jedným z mála preukazných rozhraní je sv. pokračovanie zlomu Kajalovej doliny smeru SV–JZ, ktorý oddeľuje sedimenty lučenského a fiľakovského súvrstvia. Zlom je prikrývaný vulkanickou štruktúrou Veľkého Bučeňa (514 m n. m.). Lacika (1990) predpokladá pokračovanie zlomu Kajalovej doliny aj do samotnej štruktúry čo však nemá opodstatnenie v geologickej konfigurácii danej štruktúry. Ďalším preukázaným zlomom je zlom smeru SZ–JV, ktorý prebieha dolinou Beliny. Na základe asymetrického vývoja riečnych terás je možno jeho aktivitu datovať do obdobia kvartéru.

Začiatok transverzálnej diferenciacie údolí je v oblasti tokov Rimavy, Ipľa, Suchej a Beliny zrejmy od obdobia günnzu až mindelu. Sedimenty günnzu (príp. mindelu) predstavujú najstaršie súvisle zachované akumulácie terasových sedimentov v danej oblasti. Ich výskyt zároveň koinciduje s doznievaním hlavnej vulkanickej aktivity v podobe produktov 5. vulkanickej fázy. V tomto období už pravdepodobne panovalo v danej oblasti napätové pole s orientáciou tenzie v smere kolmom na vývoj dolinovej siete t.j. SV–JZ. Orientácia napätového poľa so smerom tenzie SV–JZ nasledovala po napätovom poli s orientáciou tenzie SZ–JV (Obr. 3). Vulkanické centrá 2. až 5. vulkanickej fázy sú situované v pruhu orientovanom v smere SV–JZ (70% vulkanických centier). Táto skutočnosť poukazuje, že pravdepodobne vznikali v extenznom poli orientovanom kolmo na ich priebeh t.j. SZ–JV (Obr. 2). Posledná výrazná fáza vulkanickej aktivity (5. fáza 1,5–1,1 Ma) skončila práve v období donau až günnz, kedy musela nastať zásadná prestavba riečnej siete v oblasti klenbovej štruktúry, tak ako je to vidieť v prípade radiálneho usporiadania riečnej siete, ale aj smeru tečenia lávových prúdov v prípade vulkanického komplexu Veľký Bučeň (Obr. 2). Samotný komplex Veľký Bučeň vytvára parciálnu klenbovú štruktúru a podľa nášho názoru kopíruje princíp vzniku klenbovej štruktúry celej

Cerovej vrchoviny. Po mindeli podľa Vassa et al. (1986^a, 1992^b, 2007) nastal výrazný zdvih klenby Cerovej vrchoviny a absencia risských terás na svahoch klenby potvrdzuje jej pokračujúce zdvíhanie. Treba však poznamenať, že v údolí Beliny, ktorá je situovaná interne od predpokladanej hranice klenby sú risské terasy prítomné (Pristaš in Vass et al., 2007). Podľa Vassa et al. (1986^a, 2007) zdvih klenby mal za následok reorganizáciu riečnej siete, pričom toky pôvodne tečúce smerom na juh zmenili svoj tok na opačný. Podobný názor zastáva aj Lukniš (1972), ktorý ešte pred stredným pliocénom predpokladá spojenie horného Ipla s povodím Zagyvy. Toto konštatovanie je v rozpore s predpokladaným severným smerom tečenia lávového prúdu Belinský vrch, ktorý bol datovaný na $5,17 \pm 0,90$ Ma (Konečný in Vass et al., 2007). Treba podotknúť, že obliakový materiál belinských vrstiev, ktorý lávový prúd prikrýva svojím zložením pozostávajúcím z kremeňa, kremenca, arkózových pieskocov a metakvarcitov (Horníš, 1976), nemožno odvodiť zo zdrojovej oblasti situovanej na juhu. Podobné zloženie navyše s výskytom svorov a fylitov, ale aj bazaltov, andezitov a vulkanoklastik platí aj pre sedimenty trebelovských vrstiev (?bieber), ktoré ležia pod najdlhším lávovým prúdom patriacim do 4. vulkanickej fázy, Ratka–Babský vrch. Bazalty lávového prúdu boli dato-

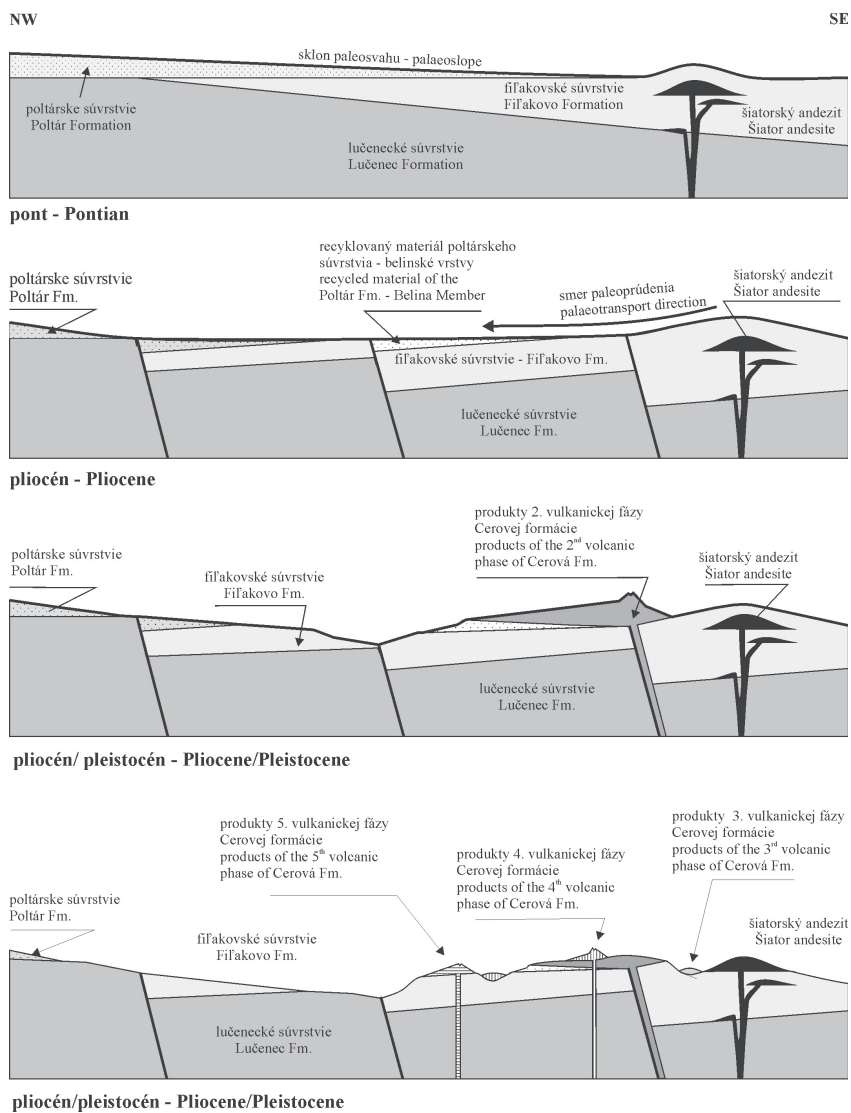
vané na $1,93 \pm 0,23$ až $2,15 \pm 0,13$ Ma. Ak budeme akceptovať výsledky litologického výskumu belinských a trebelovských vrstiev, tendenciu sklonu lávových prúdov smerom na SZ ako aj výsledky rádiometrických datovaní lávových prúdov musíme konštatovať vzájomný rozpor. Alternatívou riešenia vzájomných protichodných údajov by bolo, že belinské a trebelovské vrstvy obsahujú recyklovaný materiál poltárskeho súvrstvia, ktoré sa v danej oblasti vyskytovalo, bolo erodované a transportované smerom na sever. Litologické zloženia trebelovských vrstiev navyše s prítomnosťou bazaltov a andezitov by takúto alternatívu podporovalo.

Podľa Vassa et al. (1986^a, 2007 str. 153) zdvih klenby nastal vo vrchnom pliocéne až spodnom pleistocéne, pričom výrazný zdvih nastal po mindeli. Podľa Lacika (1989) klenbovitý charakter pohybov na území Cerovej vrchoviny vyznel ešte vo vrchnom pliocéne. Lacika (in Vass et al., 2007 str. 216) konštatuje, že klenbový zdvih sa viac uplatňoval v prvej etape vývoja, ktorý kladie do obdobia pliocénu až spodného pleistocénu. Intenzita zdvihu však nebola veľká a ani v centrálnej časti, ktorú kladie na južnú časť územia (Obr. 2) neprekročila 100 m a nespôsobil väčšiu denivelizáciu reliéfu. Centrálna časť sa po gúnzi zdvihla až o 280 m.



Obr. 3. Tektogramy zlomov v poltárskom súvrství a travertínoch kvartéru. Tenzná zložka napätia rotovala od pliocénu do holocénu zo smeru (a) SZ–JV; do (b) a (c) V–Z až (d) SV–JZ.

Fig. 3. Tectonograms of faults measured in the Poltár Fm. and Quaternary travertine. A tension component of stress rotated from (a) NW–SE, through (b) and (c) W–E to (d) NE–SW during the Pliocene to Holocene.



Obr. 4. Model vývoja klenbovej štruktúry Cerovej vrchoviny.

Fig. 4. Supposed evolution of the elevation structure of Cerová vrchovina Mts.

Spomenuté časové údaje dobre korelujú s vekmi vulkanickej aktivity. Produkty 2. vulkanickej fázy (5,43–3,47 Ma) prikrývajú belinské vrstvy, ktoré obsahujú pravdepodobne recyklovaný obliakový materiál poltárskeho súvrstvia. Po odznení 2. vulkanickej fázy nastala vo vulkanickej aktivite najdlhšia prestávka. Tretia fáza vulkanickej aktivity je datovaná na obdobie medzi 2,75–2,45 Ma. V období vulkanického pokoja vo vrchnom pliocéne erózia spôsobila prvú menej výraznú denivelizáciu reliéfu (Obr. 4). Po 2. vulkanickej fáze nasledovalo obdobie temer neprerušovanej vulkanickej aktivity, ktorej súčasťou sú aj lávové prúdy a príkrovy, a ktorá končí 5. vulkanickou fázou (1,5–1,1 Ma). Produkty 5. vulkanickej fázy prikrývajú husinské vrstvy (donau). Po skončení 5. vulkanickej fázy sa mohli naplno uplatniť erózo-denudačné procesy pretože nasledujúca 6. vulkanická fáza je reprezentovaná len maarovými štruktúrami. Obdobie po skončení aktivity 5. vulkanickej fázy sa časovo veľmi dobre kryje s predpokladaným najvýraznejším zdvihom územia (Lacika, 1989; Vass et al., 2007).

Na záver sa ponúka variant odlišnej interpretácie vzniku klenbovej štruktúry Cerovej vrchoviny. Vyklenutie oblasti nesúvi-

ší s aktívnym zdvihom územia, ale so zvýšenou mierou erózie súvrstvi, ktoré neboli prikrývané lávovými prúdmi a príkrovmi. Predpokladáme, že pôvodný reliéf oblasti Cerovej vrchoviny bol sprostredkovaný aktivitou poklesových zlomov smeru SV–JZ so sklonom smerom na JV. V danej konfigurácii boli mladšie sedimenty fiľakovského, bukovinského a salgotariánskeho súvrstvia situované na juhu. Je pravdepodobné, že územie v najvrchnejšom miocéne až spodnom pliocéne bolo prekryté sedimentami poltárskeho súvrstvia vo väčšom rozsahu ako je tomu dnes (Obr. 4). Extenzný tektonický režim s orientáciou tenzného napätia v smere SZ–JV aktivoval poklesové zlomy smeru SV–JZ a zapríčinil tiltáciu sedimentárnych súvrstvi smerom na severozápad. Pri danej konfigurácii toky, ktoré pôvodne smerovali zo severozápadu na juhovýchod (Lukniš, 1972; Vass et al., 2007) zmenili v oblasti klenby paleoprúdový režim na severozápad a recyklovali materiál poltárskeho súvrstvia (belinské a trebelovské vrstvy). Extenzný zlomy smeru SV–JZ zároveň sprostredkovali prívodné cesty pre bazaltový vulkanizmus, ktorý v období 2. vulkanickej fázy prehradil toky smerujúce na juhovýchod (Lukniš, 1972; Vass et al., 2007) a zároveň pokryl svojimi produktmi najjužnejšie oblasti

(Obr. 2). Spôsobil deniveláciu reliéfu a prednostnú eróziu neprekrytých kenozoických sedimentov vo svojom predpolí (Obr. 4). V danej etape nastala reorganizácia riečnej siete do smerov radiálnych s centrami vulkanizmu. Dokumentujú to zachované reliktý lávových prúdov (napr. Črep, Belinský vrch) a sčasti bazaltových príkrovov (bazaltový komplex Pohanský vrch), ktoré prekryvajú najmladšie sedimentárne členy bukovienského súvrstvia, filakovského súvrstvia (jalovské pieskovce) a belinské vrstvy. Po 2. vulkanickej fáze nastala najdlhšia prestávka v nasledovaní jednotlivých vulkanických fáz trvajúca milión rokov. Ostatné vulkanické fázy nasledovali po sebe bez výraznejšieho prerušenia. Predpokladáme, že práve dlhotrvajúca prestávka vo vulkanickej činnosti predstavovala prvú etapu erózie sedimentov v oblastiach neprekrytých vulkanitmi a podmienila podstatné morfológické charakteristiky formovania budúceho reliéfu. Tým, že sa nové fázy vulkanizmu koncentrovali do smeru SV–JZ v južných častiach územia boli eróziou prednostne obnažované hlavne periférne (severné) oblasti, kde erózia miestami dosiahla až úroveň lučenského súvrstvia aj v rámci klenbovej štruktúry (relikt lučenského súvrstvia sv. od Šuríc).

4. ZÁVER

Morfologicky výrazná klenba Cerovej vrchoviny nesúvisí s aktívnym výzdvihom územia spôsobeným vykľutím podložia vulkanitov alebo vykľutím v dôsledku vulkanickej aktivity cerovej bazaltovej formácie. Predložené riešenie vzniku klenbovej štruktúry uvažuje len s exhumáciou postupne nižších stratigrafických úrovní v procese extenzie, ktorá je podmienená kombináciou meniaceho sa tektonického režimu a erózo-denudačných procesov. Územie Cerovej vrchoviny ako aj Lučenskej a Rimavskej kotliny je recentne (neotektonicky) pod vplyvom tenzného režimu s osou extenzie orientovanou v smere SV–JZ. Pravdepodobne do obdobia vrchného pliocénu až spodného pleistocénu mala extenzná zložka napätového pola orientáciu SZ–JV (Obr. 3). Na tvorbe klenbovej štruktúry mali výrazný podiel predovšetkým erózií odolné bazaltové vulkanické príkrovy a lávové prúdy, pod ktorými boli zakonzervované sedimenty filakovského súvrstvia (resp. bukovienského súvrstvia). Oblasti územia Cerovej vrchoviny, Lučenskej a Rimavskej kotliny, ktoré neboli prekryté bazaltovými prúdmi a príkrovmi boli hlboko erodované o čom svedčí vyvinutý inverzný reliéf.

Podakovanie: Táto práca bola podporovaná Agentúrou na podporu výskumu a vývoja prostredníctvom finančnej podpory č. APVV-0158-06.

Literatúra

- Bezák V., Polák M., Konečný V. (Eds.), Biely A., Elečko M., Filo L., Hók J., Hraško L., Kohút M., Lexa J., Madarás J., Maglay J., Mello J., Olšavský M., Pristaš J., Šiman P., Šimon L., Vass D. & Vozár J., 2008: Prehľadná geologická mapa Slovenskej republiky, list 36 – Banská Bystrica. Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.
- Burbank D.W. & Anderson R.S., 2001: Tectonic Geomorphology. Book News, Portland. 274 p.
- Dzúrik J., Tomana J. & Vass D., 2007: Rapovce – geotermálny vrt GTL–2. Manuskript, archív Geofond, Bratislava.
- Elečko M., Gaál L., Lexa J., Mello J., Pristaš J., Vass D. & Vozárová A., 1985: Geologická mapa Rimavskej kotliny a príľahlej časti Slovenského rudohoria. Regionálne geologické mapy Slovenska 1:50 000, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.
- Fusán O., Bystrický J., Čechovič V., Franko O., Hanáček J., Ilavský J., Kullman E., Kuthan M., Lukniš M. & Regásek F., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, M–34–XXXIII, list Rimavská Sobota. Geofond, Bratislava, 123 p.
- Hók J., Lacika J., Madarás J., Kohút M., Nagy A., Ivanička J., Šiman P., Král J., Törökóvá I. & Urbánek J., 2001: Neotektonický a geomorfologický vývoj študijných lokalít – I. časť. Manuskript, archív Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 171 p.
- Horniš J., 1976: Sedimentárno-petrografický výskum kvartéru Lučenskej kotliny. Manuskript, archív Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.
- Hovorka D. & Lukáčik E. 1972: Xenoliths in andesites of the Massif Karanč, Šiator and their geologic interpretation. *Geologický Zborník Geologica Carpathica*, 23, 2, 297-303.
- Kilényi E. & Šefara J., 1989: Pre-Tertiary basement contour map of the Carpathian basin beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary, 1:500 000. Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, Budapest.
- Konečný P., Konečný V., Lexa J. & Huraiová M., 1995: Mantle xenoliths in alkali basalts of southern Slovakia. *Acta Vulcanologica*, 7, 2, 241-247.
- Kuthan M., Biely A., Böhm V., Čechovič V., Fusán O., Hovorka D., Mazúr E. & Regásek F., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, M–34–XXXII, list Zvolen. Geofond, Bratislava, 131 p.
- Lacika J., 1989: Morfoštruktúrna analýza Cerovej vrchoviny. In: Michaeli E. (Ed.). Zborník referátov z geografického seminára, Prešov. Univerzita Pavla Jozefa Šafárika, Prešov, 37-43.
- Lacika J., 1990: Transformácia vulkanického reliéfu na príklade Cerovej vrchoviny. *Geografický časopis*, 42, 4, 375-396.
- Lilie R.J., Bielik M., Babuška V. & Plomerová J., 1994: Gravity modeling of the lithosphere in the Eastern Alpine–Western Carpathian–Pannonian Basin region. *Tectonophysics*, 231, 4, 215-235.
- Lukniš M., 1972: Slovensko II. Príroda. Obzor, Bratislava, 917 p.
- Mello J., Ivanička J. (Eds.), Grecula P., Janočko J., Jacko S. jr., Elečko M., Pristaš J., Vass D., Polák M., Vozár J., Vozárová A., Hraško L., Kováčik M., Bezák V., Biely A., Németh Z., Kobulský J., Gazdočko L., Madarás J. & Olšavský M., 2008: Prehľadná geologická mapa Slovenskej republiky 1:200 000, list 37 – Košice. Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.
- Pristaš J., 1971: Geologický výskum kvartéru východnej časti Rimavskej kotliny na listoch 1:50 000 Šafárikovo a Číž. Manuskript, archív Geologická služba Slovenskej republiky, Bratislava.
- Vass D., 2002: Litostratigrafia Západných Karpát: neogén a budínsky paleogén. Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 202 p.
- Vass D. & Kraus I., 1985: Dvojaký vek bazaltov na južnom Slovensku a ich vzťah k poltárskemu súvrstviu. *Mineralia Slovaca*, 17, 5, 435-440.
- Vass D., Elečko M. & Pristaš J., 1986^a: Klenba Cerovej vrchoviny – mladá štruktúra na južnom Slovensku. Geologické práce, Správy 84, 135-140.
- Vass D., Bodnár J., Elečko M., Gaál L., Hanáček J., Hanzel V., Lexa J., Mello J., Pristaš J. & Vozárová A., 1986^b: Vysvetlivky ku geologickej mape Rimavskej kotliny a príľahlej časti Slovenského rudohoria 1:50 000. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 179 p.
- Vass D., Began A., Gross P., Kahan Š., Köhler E., Lexa J. & Nemček J., 1988^a: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných vybežkov

- panónskej panvy na území ČSSR. Mapa 1:500 000. Slovenský geologický úrad – Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.
- Vass D., Bajanič Š. (Eds.), Husák L., Kantorová V., Lehotayová R., Marková M., Ondrejčíková A., Snopková P. & Vozárová A., 1988^b: Štruktúrny vrt FV-1 Blhovec (2100 m). Regionálna geológia Západných Karpát, 23, 7-86.
- Vass D., Elečko M. (Eds.), Pristaš J., Lexa J., Hanzel V., Modlitba I., Jánová V., Bodnár J., Husák L., Filo M., Májovský J. & Linkeš V., 1989: Geológia Rimavskej kotliny. Monografia, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 162 p.
- Vass D., Bezák V., Elečko M., Konečný V., Lexa J., Pristaš J., Straka P. & Vozár J., 1992^a: Geologická mapa Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny. Regionálne geologické mapy Slovenska 1:50 000. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.
- Vass D., Elečko M., Bezák V., Bodnár J., Pristaš J., Konečný V., Lexa J., Molák B., Straka P., Stankovič J., Stolár M., Škvarka L., Vozár J. & Vozárová A., 1992^b: Vysvetlivky ku geologickej mape Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1:50 000. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 195 p.
- Vass D., Elečko M., Konečný V. (Eds.), Krippel M., Kubeš P., Lexa J., Pristaš J., Zakovič M., Vozár J., Vozárová A., Bodnár J., Husák L., Filo M., Lacika J. & Linkeš V., 2007: Geológia Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny. Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 284 p.

Summary: The Cerová vrchovina Mts. is located in the southern part of Slovakia (Fig. 1). Based on the regional geological division (Vass et al., 1988^a), the study area belongs to the Cerová vrchovina Mts. together with the Lučenecká kotlina and the Rimavská kotlina depressions to the Southern Slovak Basin. The elevation structure of the Cerová vrchovina Mts. was firstly defined by Vass et al. (1986^a) and Vass et al. (2007) respectively as plicative structure with the NE-SW trending which originated during the Mindelian as a result of depleting of a magmatic reservoir of basalt volcanism.

Geomorphologically, the area of Cerová vrchovina Mts. was mainly studied by Lacika (1989, 1990), Lacika in Hók et al. (2001) and Lacika in Vass et al. (2007). The concept of geological structure is summarized in geological maps and explanatory texts at the scale of 1:50 000 (Elečko et al., 1985; Vass et al., 1986^b; Vass et al., 1992^a, 1992^b) and in monographs (Vass et al., Elečko, 1989; Vass et al., 2007).

The rocks of the Pre-Cenozoic basement are outcropped on the surface only in the northern border of the Lučenecká kotlina and Rimavská kotlina basins. This basement is represented by rock complexes of Veporicum, Gemericum, Turnaicum and Silicicum palaeo-Alpine tectonic units. These rock complexes were drilled by numerous boreholes which are concentrated in the northern margin of these basins. In the southern parts of the basins and the Cerová vrchovina highlands, information the Pre-Cenozoic basement is derived from deep boreholes (Vass et al., 1988^b; Dzúrik et al., 2007) and the xenoliths in volcanites (Hovorka & Lukáčik, 1972; Konečný et al., 1995). Relief of Pre-Cenozoic basement is continually dipping southwards. The lowest level of 1250–1500 m below the surface reaches just in the central part of Cerová vrchovina elevation structure (Kilényi & Šefara, 1989).

The Lučenecká kotlina and Rimavská kotlina basins including the Cerová vrchovina Mts. are infilled by Cenozoic sediments with stratigraphic range from Oligocene to Early Miocene. The Poltár Fm. (Latest Miocene) discordantly overlay these sediments. Volcanic activity represents the Cerová basalt Fm. (Pliocene to Pleistocene).

Morphologically, the distinct Cerová vrchovina elevation structure is not related with the uplift of the area highlighted due to bulging of

volcanic basement or bulging as a result of volcanic activity of the Cerová basalt formation (Fig. 2). A presented solution of the elevation structure is considered as the exhumation of progressively lower stratigraphic levels during extensional tectonic regime with a combination of changing tectonic regime and erosion-denudation processes (Fig. 4). The area of the Cerová vrchovina Mts. along with the Lučenecká and Rimavská kotlina basins is recently (neotectonically) under the extensional tectonic regime with the orientation of the principal minimum stress axis (σ_3) in the NE-SW direction. Probably, the orientation of the extensional stress component in the NW-SE direction was till the Late Pliocene-Early Pleistocene (Fig. 3). A selective erosion of resistant volcanic basalt sheets and lava flows, which preserved sediments of the Filakovo Formation (Eggenburgian) and the Bukovinka Formation (Eggenburgian) respectively had a significant role in the formation of this elevation structure. The areas of the Cerová vrchovina Mts. along with the Lučenecká kotlina and Rimavská kotlina basins without the cover of resistant volcanic basalt sheets and lava flows were deeply eroded and denuded as is evidenced by the developed inverse relief (Fig. 4).