

Tibor SASVÁRI*, Julián KONDELA**

ALPÍNSKA HRÁŠŤOVO-GRÁBENOVÁ STAVBA NA MAGNEZITOVOM
LOŽISKU JELŠAVA-DÚBRAVSKÝ MASÍV

ALPINE HORST AND NORMAL-SLIP FAULT TECTONIC STRUCTURE OF THE DEPOSIT
OF JELŠAVA-DÚBRAVA MASSIF

Abstrakt

Ložisko magnezitu Jelšava – Dúbravský masív sa nachádza v tzv. magnezitovom karbone, v mladšom paleozoiku gemerika. Ide o jedno z dvoch ťažených ložísk magnezitu na Východnom Slovensku. Podľa litostratigrafického členenia mladšieho paleozoika gemerika (Bajaník et al., 1983) patrí magnezitový karbón do Dobšinskej skupiny. Karbonáty sa tu vyskytujú spoločne s vložkami tmavých bridlic, metabazaltami a ich tufmi. V spodnej časti komplexu sa nachádzajú hruboklastické konglomeráty a pieskovce. Súčasné magnezity boli pôvodne biohermné, kalové a organodetritické vápence. Neskôr bol tento karbonátový komplex metasomaticky premenený na dolomity až magnezity. Vek súvrstvia bol určený paleontologicky na základe trilobitov a brachiopódov na namúr B-C (Bouček and Přibil, 1960) a na základe konodontov na vrchný visén-namúr A (Kozur et al., 1976).

V súčasnosti je ložisko rozdelené na tri samostatné časti. Maximálne mocnosti dosahuje ložiskové teleso v okolí Mikovej (200 m). V článku sú uvedené výsledky štruktúrneho štúdia v ložiskovej časti medzi Dúbravou a Mikovou (obr. 2). Výsledky štúdia poukazujú na vznik hrášt'ovo-poklesovej stavby ložiska v alpínskom štádiu.

Abstract

Magnesite deposit Jelšava-Dúbrava Massif is located in the Carboniferous formations of so called "Magnesite Carboniferous Belt" in the Late Paleozoic units of Gemericum. It is one of the two deposits which are explored in the Eastern Slovakia. The is located in the lower part of the Upper Carboniferous complex. According to the lithostratigraphic division of Gemericum Early Paleozoic complexes (Bajaník et al., 1983), Carboniferous magnesites belongs to the Dobšiná Group. They occur in the succession consisting of black schists containing intercalations of metabasalts and their pyroclastics, which comprises the upper part of Ochtiná Formation. The lower part of the formation is composed of pebbly conglomerate and sandstone. The explored magnesites and dolomites originated as bioherms and muddy limestones and as organodetritic limestones building the peribioherm aprons during the deposition. This carbonatic complex was metasomatically replaced. The age of the formation is according to the trilobites and brachiopods assigned to the Namurian B-C (Bouček and Přibil, 1960) and according to the conodonts to the Upper Viséan -Namurian A (Kozur et al., 1976).

Deposit body is segmented into three individual parts. Maximum thickness attains, the magnesite body in the surroundings of Miková (200). In the paper we describes tectonic deformations of the deposit body. Our results suggest Alpine horst and normal-slip fault tectonic structure.

Key words: magnesite, Jelšava deposit, horst, normal-slip fault.

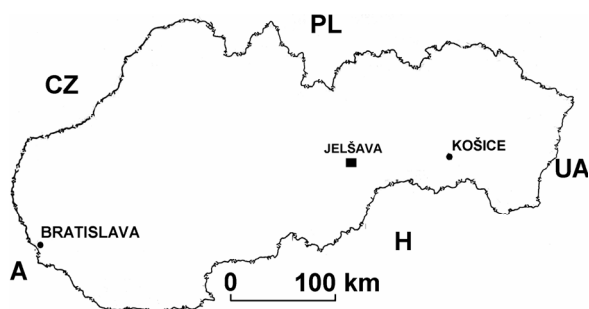
Úvod

Ložisko magnezitu Jelšava - Dúbravský masív sa nachádza v súvrstviach karbónu, v tzv. magnezitovom karbone, v mladšom paleozoiku gemerika. Ide o jedno z dvoch ťažených ložísk na východnom Slovensku (obr. 1). Ložiskové teleso vystupuje v spodnom súvrství hornín vrchnokarbónskej

* Prof. Ing., PhD, Katedra ložiskovej a aplikovanej geológie F BERG TU, Park Komenského 19, 04384 Košice, Slovensko

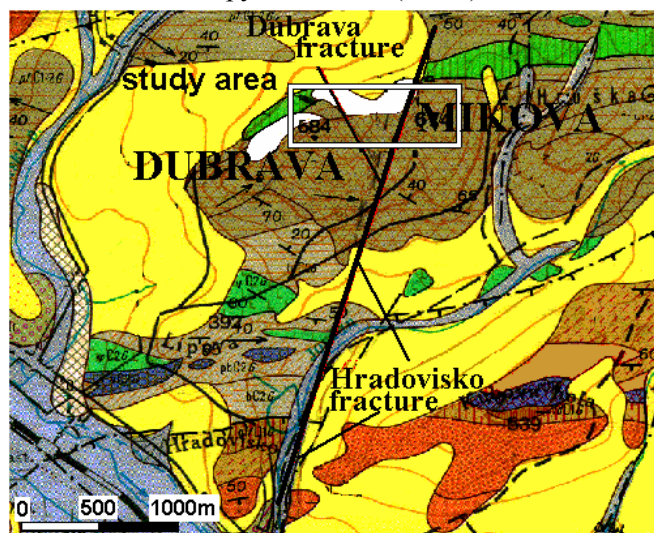
** Mgr., Katedra ložiskovej a aplikovanej geológie F BERG TU, Park Komenského 19, 04384 Košice, Slovensko

sekvencie. V zmysle litostratigrafického členenia mladšieho paleozoika gemerika Bajanikom et al. (1983) sa vyskytujú v dobšinskej skupine, a to vo vrchnej časti ochtinského súvrstvia v prostredí čiernych bridlíc s vložkami metabazaltov a ich pyroklastík. Ložiskové teleso je priestorovo rozčlenené na tri samostatné časti. Najväčšia mocnosť magnezitového telesa (do 200 m) je vyvinutá v časti Miková, na východ od nej je časť Jedľovec a na západ časť Dúbrava (obr. 2). V oblasti medzi Mikovou a Dúbravou boli štruktúry sledované aj na bankských horizontoch 482 m n.m. a 500 m n.m. Merania boli spracované a vizualizované pomocou nástrojov CAD a GIS (Blišťan a Grinč, 1998) a vznikli tak digitálne štruktúrne mapy horizontov (obr. 3).



Obr. 1. Lokalizačná mapka ložiska Jelšava – Dúbravský masív.

Fig. 1. Localization map – Jelšava- Dúbravsky Massif deposit.



Obr. 2. Priebeg Hradoviskového a Dúbravského zlomu v okolí ložiska.

Fig. 2. Course of Hradovisko fracture and Dubrava fracture of the deposit surrounding

Charakteristika tektonických štruktúr v okolí ložiska

Z hľadiska regionálnej tektonickej stavby vnútorných Západných Karpát sa v gemeriku výrazne uplatnili regionálne strižné zóny (Grecula, 1973; Grecula a Kucharič, 1985; 1989; in Grecula et al., 1995). Ide o zóny, ktoré sú súčasťou strižnej zóny celého karpatského oblúka. Je to vlastne sústava paralelných zlomov charakteru jednoduchého strihu so zreteľnou diskontinuitou na jednotlivých štruktúrach. Kinematicky majú tieto štruktúry charakter horizontálnych posunov s ľavostranným pohybom na strižných zónach SV-JZ smeru a pravostranným pohybom na strižných zónach SZ-JV. Najaktívnejšie sa tieto zóny prejavili v neoalpínskom období (napr. Kováč, 2000, Jacko a Janočko, 2000, Jacko jr. et al., 2001), ale dá sa predpokladať, že začali fungovať po ukončení variskeho orogénneho cyklu.

Strižné zóny smeru SZ-JV a SV-JZ v gemeriku ukazujú na počiatkové S-J skrátenie fundamentu generujúci zároveň príkrov fundamentu a superficiálne príkrovy (Grecula, 1982). V paleoalpínskom štádiu dominovala severovergentná tektonika. Pri ďalšej kompresii vznikali prešmykové zóny, niekedy naložené na násunové plochy (Plašienka, 1983). Paleoalpínske štruktúry (ležaté vrásy, mylonitové foliácie) majú najmä severovýchodné a juhozápadné smery a severozápadnú vergenciu. Vznikali násunové zóny pri zblížovaní blokov. Primárne napätie S-J zblížovania umožnilo vytváranie strižných štruktúr v podmienkach čistého strihu - iniciáciou strižných zón SZ-JV a SV-JZ smerom a tvorbu vrásových štruktúr smeru V-Z so subhorizontálnou osou regionálneho zvrásnenia.

Nasunutie gemerika na obalové sekvencie veporika pozdĺž lubeníckej zóny, deformovalo vrstevnatosť spodného karbónu oblasti Dúbravského masívu do vrásových štruktúr smeru V-Z. V paleoalpínskom štádiu pri doznievaní kompresie a pri súčasnom výzdvihu, nastúpil *transpresný režim* na zdedených prešmykových zónach. Ide o sinistrálne horizontálne posuny severovýchodne orientovaných zlomov v krehkoduktívnych podmienkach.

V neoalpínskom štádiu plynule prešiel transpresný režim so sinistralnými posunmi (Bezák, 1993) do neoalpínskeho krehkého štádia, kedy sa postupne menil na *transtenzný*. Prevládajú SSV-JJZ a SZ-JV zlomy. Horizontálne posuny porušujú paleoalpínsku príkrovovú stavbu a spôsobujú vyťahnutie komplexov do SZ orientovaných prerušovaných pruhov.

Charakteristika štruktúr na ložisku Miková v Jelšave a vznik hráste

Zmysel pohybu jednoduchého strihu *strižnej zóny* možno zistiť v ohraničenej oblasti deformácie podľa štruktúr vzniknutých gradientom deformácie. Tvoria sa kinematické indikátory, podľa ktorých možno určiť zmysel pohybu v strižnej zóne. Štruktúra deformovaných hornín strižnej zóny ukazuje v oblasti dúbavského masívu na mnohonásobný a rôznorodý pohyb (Sasvári a Kondela, 2002).

Analýza zlomov, ich smerov a pohybov na nich ukázala, že vývoj tektonických štruktúr nesie znaky vývoja neoalpínskeho tektonického štádia, keď vývoj štruktúr bol podmienený transtenzným režimom (*fáza I*). Záver transtenzného režimu má extenzný charakter (*fáza II*) s vývojom štruktúrneho systému poklesového typu.

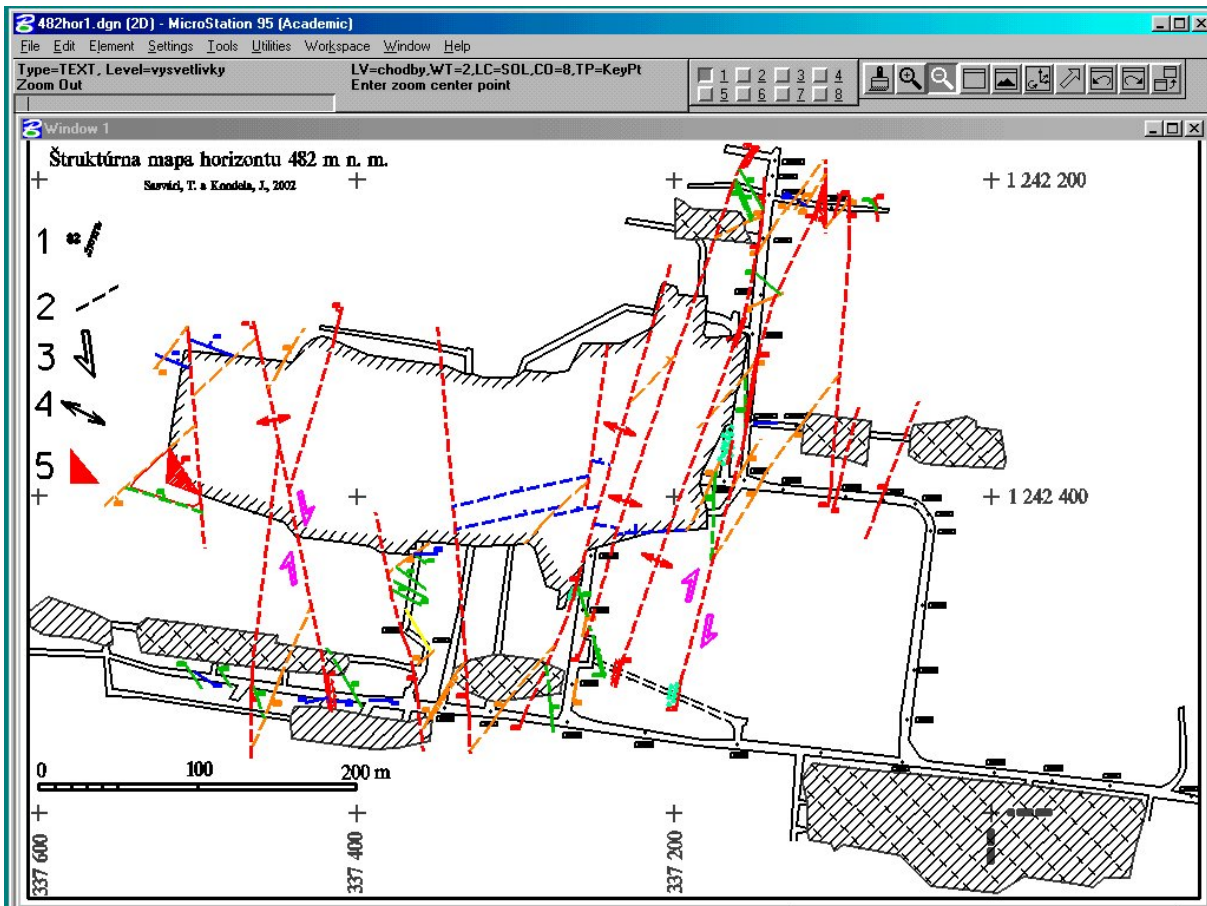
Staršia fáza deformácie (I) neporušeného, ale inhomogénneho dolomitu, ukazuje na subhorizontálny, šikmý posun medzi dúbavským, mikovským a jedľoveckým tektonickým blokom. V strižnej zóne medziblokových pohybov boli horniny v prvej tektonickej fáze deformované do sigmoidálnych tvarov v dôsledku jednoduchého strihu. V strižnej zóne vznikla zlomová frakturácia s rôznymi typmi sekundárnych strihov (R_1 , R_2 , P, T). Vnútorne tvrdšie časti hornín sigmoidálnych deformácií boli rozlámané a premiestnené v relatívne duktilnejšom dolomitovom matrixe, pričom došlo ku fragmentácií a vzájomnému oddialeniu krehkých častí v krehkoduhtilnom sigmoidálnom telese.

Otvorené štruktúry, ktoré vznikli v závere transtenznej deformačnej fázy, boli stmelené niekoľkými generáciami bieleho a rôznofarebného dolomitu. Tento zmenil strižné štruktúry na žily a žilníky s dolomitovou mineralizáciou o mocnosti 1 až 80 cm.

Mladšia fáza deformácie(II) extenzného otvárania zlomových štruktúr využila štruktúry transtenzného systému prvej fázy, pričom dochádzalo k ich postupnému rozširovaniu, otváraníu. Subvertikálne otvárajúce sa transtenzné štruktúry dosahujú až povrch, čo umožňuje ľahšiu infiltráciu dažďovej vody do hlbších častí týchto štruktúr. Výrazne sa prejavila chemická korózia a zvetrávanie dolomitu a magnezitu na stenách týchto štruktúr, čo v mnohých prípadoch viedlo až ku vzniku veľkoobjemových krasových dutín.

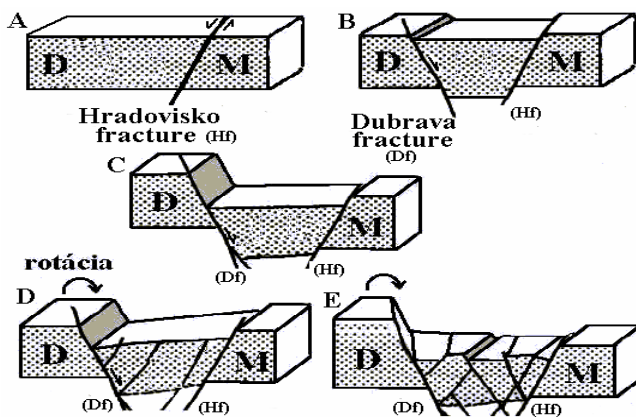
Výplň extenzných zlomov pozostáva z tektonických brekcií, okru a ílu. Výplň sa hromadila v niekoľkých etapách, čo možno sledovať podľa striedania okru a ílu s tektonickými brekciami a okru jemnozrnnejšieho zloženia. Rozsiahle zlomové zóny, hrubé 3-5 m, obsahujú 10-30 cm polohy žilného dolomitu a oker s ílom, čo ukazuje na mohutné a rýchle otváranie zlomových štruktúr v extenznom režime.

Extenzia v Dúbavskom masíve sa realizovala v krehkom súvrství dolomitov a magnezitov v dôsledku dynamiky duktilnej bázy, kombináciou rotácie blokov okolo horizontálnych osí a tvorbou asymetrických hrastov (ložisko Dúbrava) a grábenov (ložisko Miková). K extenzii boli využité štruktúry starších tektonických deformačných fáz paleoalpínskej transpresie, prípadne neoalpínskej transtenzie. K týmto štruktúram patrí zlom Hradovisko smeru SSV-JJZ, a k nemu diagonálna štruktúra dúbavsko-mikovská, ktorá má tenzný charakter a smer SZ-JV. Dnešné ložisko Miková, s odčlenenými obzormi 482-500 m n.m., zaberá priestor v poklesnutej – grábenovej časti Dúbavského masívu. Táto časť ložiska je ohraničená SZ-JV tektonickou zónou medzi mikovskou a dúbavskou časťou ložiska, a tektonickou zónou SSV-JJZ smeru, vo východnej časti ložiska Miková. Vymedzila sa takto prirodzená asymetrická trojuholníková tektonická štruktúra grábenového typu (obr. 4). Je tu zároveň aj najväčší vydobytý priestor, prikrýty sčasti porušeným 60-70 m mocným klobúkom horninového masívu.



Obr. 3. Štruktúrna mapa horizontu 482 m n.m. v prostredí CAD (Sasvári a Kondela 2002),
1-zlom vyplnený ílom, 2-predpokladaný zlom,
3-predpokladané mladé blokové posuny, 4-extendné štruktúry, 5-prepadisko.

Fig. 3. Structural map 482 of mining level in the environment CAD



Obr. 4. Model genézy štruktúrneho vývoja hrášt'ovej stavby medzi Mikovou a Dúbravou(D-Dúbrava, M-Miková). A- fáza transtenzný režim (I), B- fáza, zmena transtenzie na poklesový extendný režim (II), C- extenzia, poklesový režim, D- extenzia, pokles s rotáciou, E-súčasný stav-extendný.

Fig. 4. Genesis and evolution of the horst structure between Mikova and Dubrava (D-Dubrava, M-Mikova) A- stage transtension system (I), B-change of transtension system (II), C-extension and normal-slip fault system, D- extension, normal-slip fault and rotation, E-recent-extension.

Záver

Diskontinuity smeru SSV-JJZ možno považovať za výrazné plochy oslabenej súdržnosti, ktoré podmieňujú základnú SSV-JJZ blokovitú masívu. Bývajú skrasovatené, čo vo zvýšenej miere oslabuje stabilitu horninového masívu mikovskej klenby. Zlomová štruktúra je poklesového charakteru. Výsledkom sú sekundárne zlomy v tvare asymetrického vejára. Súčasná stavba je dotvorená priestorovou rotáciou vzniknutých blokov. Umožnila sa takto tvorba vejárovitej štruktúry medzi mikovskou a dúbavskou časťou

ložiska (obr.3). Zbiehanie vejára je v oblasti rozhrania dvoch samostatných ložiskových častí - blokových systémov. Z hľadiska geomechanickej stability je zbiehajúca časť SSV-JJZ štruktúr stabilizovaná existujúcim, tzv. bariérom pilierom, v južnej časti ložiskovej oblasti.

Ostatné mladšie priečne a diagonálne systémy porúch a puklinatosti sa podieľajú na blokovitosti tým, že zvyšujú oslabenie horninového masívu pozdĺž SSV-JJZ štruktúr a majú vplyv na fragmentáciu, uvoľňovanie, odpadávanie úlomkov, blokov a pod. Ukazuje sa, že systémy mladších štruktúr, určujú základné – kritické miesta oslabenia horninového masívu. Ostatné diskontinuity látkové aj mechanické sa podieľajú síce na znižovaní pevnosti in situ, ale s predchádzajúcimi sú relatívne podružné.

Literatúra

- [1] ABONYI, A. a ABONYIOVÁ, M. 1981: Magnezitové ložiská Slovenska. *Monografia, Miner. Slovaca*, 125 s.
- [2] BAJANÍK, Š. a VOZÁROVÁ, A. 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria, Východná časť. *GÚDŠ Bratislava*, 223 s.
- [3] BEZÁK, V. 1993: Hercýnska a alpínska tektogenéza v západnej časti Slovenského rudohoria: Základné štádiá vývoja. In: *Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát*, s. 243-247.
- [4] BLIŠŤAN P. a GRINČ A. (1998): Spracovanie geologickej dokumentácie pomocou CAD systémov a GIS. Mon.: Rožňavské rudné pole, *Acta Montanistica Slovaca*, 1/3/1998, Košice, s. 157-167. ISSN 1335 – 1788.
- [5] BOUČEK, B. a PŘIBYL, A. 1960: Revision der Trilobiten aus dem slovakischen Oberkarbon. *Geol. Práce, Zpr.*, 20, s. 5-50.
- [6] GRECULA, P. 1973: Domovská oblasť gemerika a jeho metalogenéza. *Mineralia Slovaca*, 5, s. 221-245.
- [7] GRECULA, P. 1982: Gemerikum – segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Min. Slov. – Monogr., Bratislava, Alfa*, 263 s.
- [8] GRECULA, P. a KUCHARIČ, R. 1989: ČZS SGR-geofyzika, komplexná geologicko-geofyzikálna interpretácia západnej časti SGR. *MS-GP*.
- [9] GRECULA, P. et al. 1995: Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria. *Zv. 1., Monogr.-Min. Slov., Bratislava*, 829 s.
- [10] JACKO, S. and JANOČKO, J., 2000: Kinematic evolution of the Central Carpathian Paleogene Basin in the Ždiar area, Slovakia. *Slovak Geological Magazine*, 6, 4, 409 – 418.
- [11] JACKO jr., S., JANOCKO, J., and JACKO, S., 2001: Tectonics of the southern margin of the Central Carpathian Paleogen Basin in the Eastern Slovakia. *Biuletyn Panstwowego Instytutu Geologicznego. Warszawa*, 71-72.
- [12] KOVÁČ, M., 2000: Geodynamický, paleogeografický a štruktúrny vývoj karpatsko- panónskeho regiónu v miocéne: nový pohľad na neogénne panvy Slovenska. Bratislava, *VEDA*, 5 – 202.
- [13] KOZUR, H., MOCK, R. und MOSTLER, H. 1976: Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der unteren Schichtenfolge von Ochtiná in das oberste Visé derupukhovian (Namur A). *Geol. Paläont. Mitt., (Innsbruck)*, 6, 1, s. 1-29.
- [14] PLAŠIENKA, V. 1983: Kinematický obraz niektorých štruktúr severného veporika vo vzťahu k formovaniu krížňanského príkrovu. *Min. slov.*, 15, s. 217-291.
- [15] SASVÁRI, T. a KONDELA, J. 2002: Vplyv tektonických štruktúr na stabilitu hornín v oblasti magnezitového ložiska Jelšava-Dúbravský masív. *Acta Montanistica Slovaca*, 4/2002, s. 219-222.

Summary

The NNE-SSE discontinuities may be considered as distinctive weaknesses planes determining the basic NNE-SSW blocky shape of the massif. They used to be karstified which weakened the stability of the rock massif of the Miková horst. The fault structure is of normal character. The result is represented by secondary faults of asymmetric fan shape. The today's structure is completed by spatial rotation of the originated blocks. This rendered formation of fan structure between the Miková and Dúbrava parts of the deposit (Fig. 3). The fan convergence is observed at the boundary between the two independent deposit parts - block systems. From the geomechanic stability viewpoint the converging part of the NNE-SSW structures is stabilized by existing, so called barrier pillar occurring in the southern part of the deposit part.

The other, younger transversal and diagonal deformation and fissure systems take part in the block structure by weakening of the rock massif along NNE-SSW structures. They influence fragmentation, desintegration, falling of clasts, blocks etc. It seems that the systems of younger structures determined the basic - critique weakness sites in the rock massif. The other discontinuities, lithological and mechanic, influence the stability in situ, however, comparing to the first one, are of minor importance.

Recenzent: Dr.h.c., Prof. Ing. Ctirad Schejbal, CSc., VŠB-TU Ostrava