

Vplyv tektonických štruktúr na stabilitu hornín v oblasti magnezitového ložiska Jelšava-Dúbravský masív

Tibor Sasvári¹ a Julián Kondela

The influence of tectonical structures on the stability rock massif in the area of the magnesite deposit Jelšava of the Dúbrava massif
Magnesite deposits Dúbrava and Miková are located in Carboniferous formations between Brádno and Ochtiná (Dúbrava massif). Carboniferous magnesites are, according to the lithostratigraphic division of Early Paleozoic complexes of Gemericum by Bajaník et al. (1983), situated in the Dobšiná Group, more precisely in the upper part of the Ochtiná Formation, in the environment of black schists with intercalation of metabasalts and their pyroclastics. In the lower parts of the formation are small-pebble conglomerates and polymict sandstones. Carbonatic bodies of the Dúbrava massif has the directional length, 4 500 m, course NE-SW, inclination 55-60° to SE and maximal thickness 600 m. A calculation in 1967 indicated above 500 millions kt of reserves which after a modification of conditional parameters was reduced to its three fifths. Reserves excluded during the second calculation had a higher content of Fe₂O₃ causing the lowering of fireproof products quality.

In the text the structural and stability conditions in the area of the Dúbrava deposit and the Miková deposit of the Dúbrava massif are analysed.

Key words: magnesite deposits, Dúbrava, the stability rocks.

Úvod

Ložisko Dúbravský masív vystupuje v spodnom súvrství hornín vrchnokarbónskej sekvencie od Brádnej po Ochtinú (Grecula, 1995). Karbónske magnezity sa v zmysle litostratigrafického členenia mladšieho paleozoika gemerika Bajaníkom et al. (1983) vyskytujú v dobšinskej skupine, a to vo vrchnej časti ochtinského súvrstvia v prostredí čiernych bridlic s vložkami metabazaltov a ich pyroklastík. V spodných častiach sú drobnobliakové zlepenca a polymiktné pieskovce.

Dnešné ložiská magnezitu a dolomitu boli pôvodne biohermným, v peribiohermných častiach kalovým a organodetrickým vápencom. Vek súvrstvia sa na základe trilobitov a brachiopódov považuje za namúr B až C (Bouček a Pribyl, 1960) a na základe konodontov za vrchný visén-namúr A (Kozur et al., 1976).

Smerná dĺžka karbonátového telesa Dúbravského masívu je 4500 m (Abonyi a Abonyiová, 1981), pretiahnuté je v smere V-Z, so sklonom 55-60° k juhu, s maximálnou mocnosťou 600 m. Magnezit vytvára nepravidelné polohy, telesá v dolomite. Ložiskové teleso je členené do troch samostatných blokov. Na západe je blok Dúbrava, v strede Miková a na východe Jedľovec. Najväčšia hrúbka magnezitu je vyvinutá v časti Miková, v podloží karbonátoch, pričom smerom k povrchu dochádza k postupnému vykľiňovaniu. Magnezit tvorí niekoľko polôh hrubých 100-180 m, v južnej časti pod 50 m. Po sklone je ložisko známe v dĺžke 1300 m.

Štruktúry oblasti Dúbravského masívu

Z regionálneho pohľadu tektonický obraz gemerika (Grecula, 1973; Grecula a Kucharič, 1985; 1989; in Grecula et al., 1995) významne podmienili regionálne strižné zóny, ktoré sú súčasťou strižných zón celého karpatského oblúka. Ich aktivitu možno predpokladať už od ukončenia variských udalostí, najmä však od spodnej kriedy až po neopalínske obdobia. Hlavné strižné zóny gemerika predstavujú sústavu paralelných zlomov charakteru jednoduchého strihu s jasnou diskontinuitou na jednotlivých štruktúrach. Kinematicky majú charakter horizontálnych posunov, a to s ľavostranným pohybom na strižných zónach SV-JZ smeru a s pravostranným pohybom na strižných zónach SZ-JV.

Strižné zóny smeru SZ-JV a SV-JZ v gemeriku ukazujú na počiatočné S-J skrátenie fundamentu generujúci zároveň príkrov fundamentu a superfičiálne príkrovy (Grecula, 1982).

V paleopalpínskom štádiu dominovala severovergentná tektonika. Pri ďalšej kompresii vznikali prešmykové zóny, niekedy naložené na násunové plochy (Plašienka, 1983). Paleopalpínske 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.

¹ Prof. Ing. Tibor Sasvári, CSc. a Mgr. Julián Kondela, Katedra geológie a mineralógie F BERG TU v Košiciach, Park Komenského 15, 043 84 Košice (Recenzované 2.6.2002)

Nasunutie gemerika na obalové sekvencie veporika pozdĺž lubeníckej zóny, umožnilo v dúbravskom dolomitovo – magnezitovom masíve vznik mylonitových zón súhlasné s vrstevnatosťou dolomitov, zistené vrtmi JD-3 a JD-14 (Abonyi, A., 1967). Vrstevnatosť spodného karbónu v tejto oblasti je zvlnená do otvorených vrásových štruktúr smeru V-Z, s priemernou subhorizontálnou osou vrás 96/10°.

V palealpínskom štádiu sa na zdedených prešmykových zónach zvýraznil *transpresný režim* s ľavostrannými horizontálnymi posunmi. Tento transpresný režim (Bezák, 1993) plynule prešiel do neoalpínskeho krehkého štádia, kedy sa postupne menil na *transtenzný*. Prevládajú SSV-JJZ a SZ-JV zlomy.

Tektonické štruktúry na ložisku Miková v Jelšave

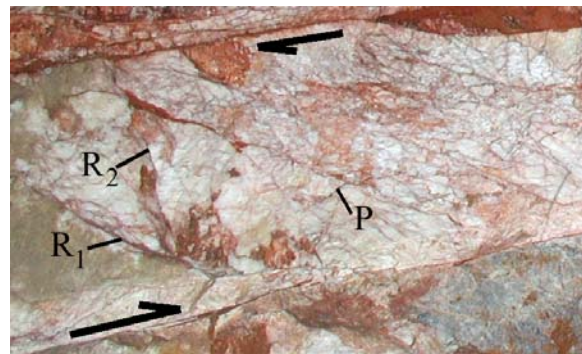
Zmysel pohybu jednoduchého strihu *strižnej zóny* možno zistiť v ohraničenej oblasti deformácie, podľa štruktúr vzniknutých gradientom deformácie. Tvoria sa kinematické indikátory, podľa ktorých možno určiť zmysel pohybu v strižnej zóne. Štruktúra deformovaných hornín strižnej zóny ukazuje v oblasti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

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 dúbravským, mikovským a jedľoveckým tektonickým blokom. V strižnej zóne medziblokových pohybov boli horniny v prvej tektonickej fáze, deformované do sigmoidálnych tvarov v dôsledku jedoduchého 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 matrice, pričom došlo ku fragmentácii a vzájomnému oddialeniu krehkých častí v krehko-duktilnom sigmoidálnom telese.



Obr.1 Sigmoidálne deformované horninové telesá v kompresnej strižnej zóne, tmelené bielym dolomitom.
Fig.1 Sigmoidal deformed rock body in compression shear zone and consecutively cemented by white dolomite.



Obr.2 Porušenie dolomitových žíl strižným posunom, tvorba syntetických R_1 , antitetických R_2 a P-strihov.
Fig.2 Break dolomite vein of shear displacement, creation synthetic R_1 , antithetic R_2 , P-shears.

Otvorené štruktúry vzniknuté v závere transtenznej deformačnej fázy boli stmelené niekoľkými generáciami bieleho a rôznofarebného dolomitu (obr.1), ktorý zmenil strižné štruktúry na žily a žilníky, s dolomitovou mineralizáciou o mocnosti 1 až 80 cm.

Strižné pohyby sa po dolomitovej mineralizácii v strižných zónach viackrát obnovovali, vznikali (obr.2) syntetické aj antitetické štruktúry riedlových plôch R, P-strihy, ale aj tenzné štruktúry T a Y-strihy, ktoré bývajú vyplnené niekoľkými generáciami dolomitovej a okrovej výpni.

Pri jednoduchom strihu počas I. fázy sa okrem krehkých zlomových štruktúr tvorili aj vrásy, vzniknuté v dôsledku transtenzného subhorizontálneho posunu, ktoré sú viazané na štruktúry širšej zóny SSV-JJZ zlomov. Majú cm-dm a len zriedkakedy m amplitúdy, s vrásovým rozpätím niekoľko metrov. Najvyššia hustota týchto vrásových osí je v azimute 210°, s úklonom 10-25°.

Ryhovanie na tektonických štruktúrach je ojedinelé, avšak najčastejšie ich zisťujeme na svetlých dolomitových žilách, ktoré vznikli v záverečnej fáze I – transtenzného režimu. Len v ojedinelom prípade, bolo zistené mohutné ryhovanie v oblasti šikmého až subhorizontálneho medziblokového posunu, na rozhraní dúbravského a mikovského regionálneho štruktúrneho bloku.

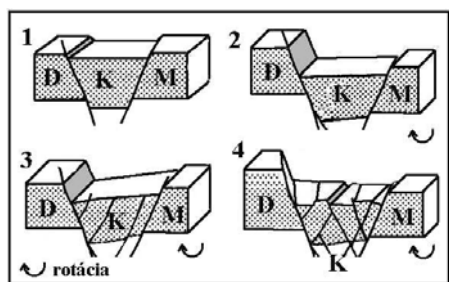
Mladšia fáza deformácie(II) extenzného otvárania zlomových štruktúr, využila štruktúry transtenzného systému prvej fázy, pričom dochádzalo u nich k postupnému rozširovaniu, otváraníu. Subvertikálne otvárajúce sa transtenzné štruktúry dosahujú až povrch, čo umožňuje ľahšiu infiltráciu dažďovej vody do 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 jemnozrnného 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.

Realizácia extenzných regionálnych blokových štruktúr

Extenzia v Dúbravskom masíve sa realizovala v krehkom súvrství dolomitov a magnezitov, v dôsledku dynamiky duktilnej bázy, kombináciou rotácie blokov okolo horizontálnych osí a tvorou 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 dúbravsko-mikovská, ktorá má tenzný (ťahový) charakter a smer SZ-JV. Dnešné ložisko Miková, s odťažnými obzormi 482-500 m n.m., zaberá priestor v poklesnutej – grábenovej časti Dúbravského masívu. Táto časť ložiska je ohraničená SZ-JV tektonickou zónou medzi mikovskou a dúbravskou 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), ktorá obsahuje vejárovite rozložené extenzné štruktúry 1. rádu, v smerovom rozsahu od Z-JV po SSV-JJZ, do vrcholu zbiehajúcimi sa štruktúrami v oblasti tzv. *bariérneho piliera*. Táto časť ložiska obsahuje zároveň aj najväčší vydobytý priestor, prikrýť s časti porušeným 60-70 m mocným klobúkom (K) horninového masívu (obr.3).

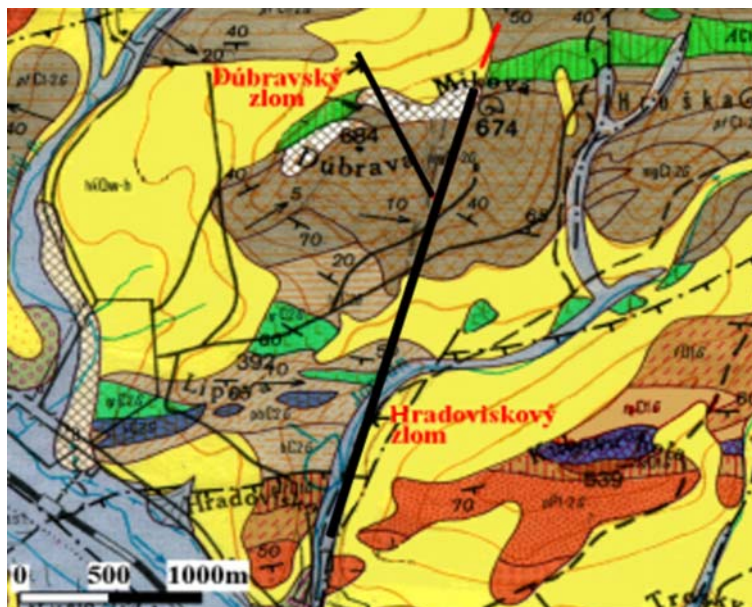


Obr.3 Genéza štruktúrneho vývoja bloku medzi Mikovou a Dúbravou - II fáza, zmena transtenzie na poklesový režim. D-Dúbrava, M-Miková, K-oblasť mikovského klobúka.

Fig.3 Genesis and evolution of the structural block between Miková and Dúbrava – II stage, change transtension system into downcast system.

Obr.4 Priebeh Hradoviskového a Dúbravského zlomu v okolí ložiska.

Fig.4 Course of Hradovisko fracture and Dúbrava fracture of the deposit surrounding.



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. Tento smer sleduje aj zlom Hradovisko, sledujúc spodnú časť potoka Jordán severne od Jelšavy, a severnejšie tvoriacu zlomovú štruktúru medzi dúbravskou a mikovskou časťou ložiska. Zlomová štruktúra je extenzného, poklesového charakteru, ktorá sa tvorila v podmienkach transtenzie. Výsledkom sú sekundárne zlomy v tvare asymetrického vejára, ktorý bol dotvorený následnou fázou v extenznom režime. Po tejto fáze bola súčasná stavba dotvorená priestorovou rotáciou vzniknutých blokov. Umožnila sa takto tvorba vejárovitej štruktúry medzi mikovskou a dúbravskou časťou ložiska (obr.4). 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. Otvorené systémy SSV-JJZ smeru sú z hľadiska stability klobúka medzi mikovou a dúbravou najzraniteľnejšie, čo podporuje aj existujúce, až k povrchu otvorené prepadisko v oblasti križovania hlavných poruchových systémov. Silné skrasovatenie týchto porúch a vplyv poddolovania, umožnili deštrukciu a zrútenie časti klenby.

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.

Z hľadiska dobývania by sa mohli javiť veľmi kritické subhorizontálne zlomy – prípadne puklinové zóny. Takéto zóny sa zistili len ojedinele, avšak aj tieto štruktúry ukazujú na evidentný niekoľkonásobný subhorizontálny posun. Najzraniteľnejšie sú preto subvertikálne zlomové systémy, ktoré tvoria prevažnú časť oslabených zón. Z pohľadu zvetrávania ukazujú na poslednú tvorbu a existenciu subvertikálnych, z časti rotovaných blokových systémov, ktoré dokumentujú dlhodobú a v súčasnosti fungujúcu extenznú tektoniku.

Literatúra

- ABONYI, A. 1967: Záverečná správa a výpočet zásob, magnezitového ložiska v Dúbravskom masíve. *Manuskript, SMZ Jelšava*, 232 s.
- ABONYI, A. a ABONYIOVÁ, M. 1981: Magnezitové ložiská Slovenska. *Monografia, Miner. Slovaca*, 125 s.
- BAJANÍK, Š. a VOZÁROVÁ, A. 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria, Východná časť. *GÚDŠ Bratislava*, 223 s.
- BEZÁK, V. 1993: Hereýnska a alpínska tektogenéza v západnej časti Slovenského rudohoria: Základné štádiá vývoja. In: *Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát*, s. 243-247.
- BOUČEK, B. a PŘIBYL, A. 1960: Revision der Trilobiten aus dem slovakischen Oberkarbon. *Geol. Práce, Zpr.*, 20, s. 5-50.
- ĎUROVE, J. a SASVÁRI, T. 1996: Geotechnický opis ložísk nerastných surovín. *Acta Montanistica Slovaca*, č. 2, s. 147-150.
- GRECULA, P. 1973: Domovská oblasť gemerika a jeho metalogenéza. *Mineralia Slovaca*, 5, s. 221-245.
- GRECULA, P. 1982: Gemerikum – segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Min. Slov. – Monogr., Bratislava, Alfa*, 263 s.
- GRECULA, P. a KUCHARIČ, R. 1989: ČZS SGR-geofyzika, komplexná geologicko-geofyzikálna interpretácia západnej časti SGR. *MS-GP*.
- GRECULA, P. et al. 1995: Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria. *Zv. 1., Monogr.-Min. Slov., Bratislava*, 829 s.
- KOZUR, H., MOCK, R. und MOSTLER, H. 1976: Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der unteren Schichtenfolge von Ochtiná in das oberste Visé derpukhovian (Namur A). *Geol. Paläont. Mitt., (Innsbruck)*, 6, 1, s. 1-29.
- PLAŠIENKA, V. 1983: Kinematický obraz niektorých štruktúr severného veporika vo vzťahu k formovaniu krížňanského príkrovu. *Min. slov.*, 15, s. 217-291.
- ROZLOŽNÍK, L. a SASVÁRI, T. 1984: Aplikovanie metód štruktúrnej analýzy pre potreby geomechaniky v baníctve. In: *Zbor. prednášok „Tretie banícko-geologické dni Zlatá Idka 1984“*, s. 194-212.
- VARGA, I. 1963: Príspevok ku geológii magnezitového karbónu medzi západným Turcom a Rimavou. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 29.