

Geológia a stratigrafia okolia ložiska spodnokriedových vápencov Butkov (manínska jednotka, stredné Považie)

JOZEF MICHALÍK* — ZDENĚK VAŠÍČEK**

* Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava

** Katedra geologie a mineralogie Vysoké školy báňské, Vítězného února,
708 33 Ostrava-Poruba VI

Doručené 18. 6. 1986

**Геология и стратиграфия нижнемеловых известняков Буткова, манин-
ская единица, средняя часть течения реки Ваг (Западная Словакия)**

Во время детального геологического и стратиграфического изучения толщ верхнеюрских и нижнемеловых известняков в карьере Бутков цементного завода Ладце мы определили ряд новых данных о структуре скалкообразного тела горы Бутков и его тектонической эволюции, о литостратиграфическом расчленении верхнеюрских и нижнемеловых слоев, о стратиграфическом распределении важнейших макро- и микроскопических органических остатков в горизонтах пород, о распределении роговиковых конкреций, концентраций вредных компонентов с точки зрения цементной продукции, и остальных макро- и микроэлементов в добываемом районе. В предлагаемой статье приведены все важнейшие результаты исследований.

**Geology and stratigraphy of the Butkov Lower Cretaceous limestone
deposits, Manín Unit, Middle Váh Valley (Western Slovakia)**

During detailed geological and stratigraphical investigation of Upper Jurassic and Lower Cretaceous limestone formations in the Butkov cement-work quarry (near Ladce in the Middle Váh Valley), we ascertained new knowledge, concerning in several aspects the structure of Butkov "klippe-like" body, its tectonic development, stratigraphic distribution of important macro- and microfossils in rock horizons, distribution of cherty concretions and concentrations of components, which could be harmful in cement production process from the viewpoint of technology, as well as distribution of other important macro- and microelements both in the lithostratigraphic sequence and in the quarried area as a whole. The paper submitted contains a survey of the most important results in this field.

Pri podrobnom geologickom a stratigrafickom výskume spodnokriedových vápencových súvrství na ložisku cementárenských surovín Butkov pri Ladcoch sme zistili rad nových poznatkov o stavbe but-

kovského „bradla“, o jeho tektonickom vývoji, o litostratigrafickom členení vrchnojurského a spodnokriedového vrstevného sledu, o stratigrafickej distribúcii dôležitých makro i mikrofosilií v hornino-

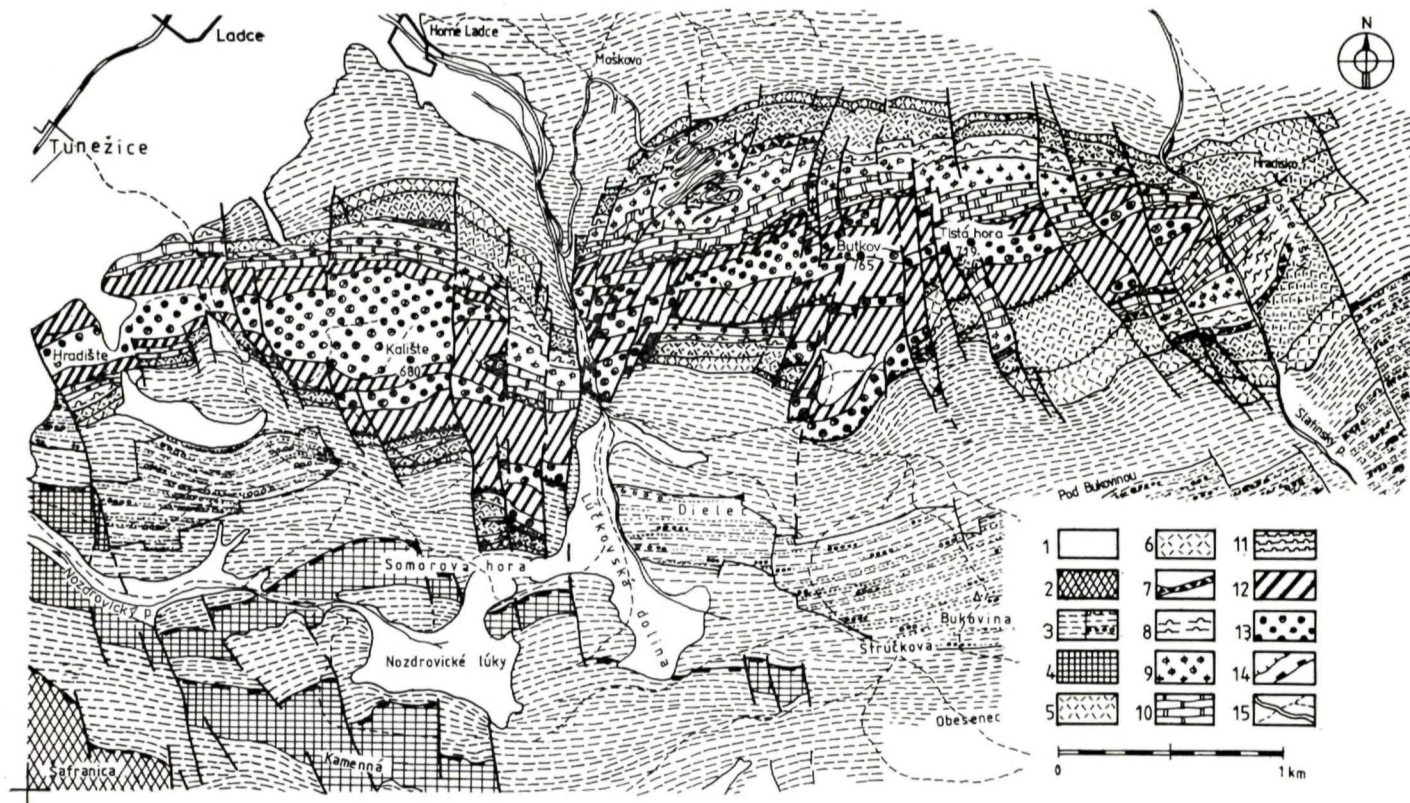
vých horizontoch, o distribúcii rohových výškových konkrécií a koncentracii škodlivín z hľadiska cementárenského využitia hornín i o rozmiestnení významných makro a mikropŕvkov v priestore ťažby surovín. Prehľad najdôležitejších výsledkov podáva v predkladanom článku.

Poznanie stavby a zloženia mezozoických karbonátových komplexov severozápadnej časti Strážovských vrchov je predpokladom na vyriešenie viacerých teoretických problémov stavby západného okraja centrálnych Západných Karpát i praktických aplikácií, čerpajúcich z takýchto interpretácií. Značnú časť sekvencií v čelovej časti manínskeho a križňanského príkrovu tu tvoria vrchnojurské a spodnokriedové súvrstvia. Ich stratigrafický výskum komplikuje faciálna variabilnosť, zložitá tektonická stavba i nedokonalá odkrytosť terénu. Preto bol pre zameranie výskumov zvlášť dôležitý fakt, že práve tieto súvrstvia, využívané ako surovina na výrobu cementu v Považských cementárňach, n. p., Ladce, sú na ložisku Butkov dokonale odkryté. Manínska jednotka, ku ktorej sa tradične priradujú, púta už po dlhé roky (a v ostatnom čase zvlášť) pozornosť karpatských geológov ako spojovacie ohnisko medzi jednotkami centrálnych Karpát a jednotkami bradlového pásma. Táto dôležitosť — a súčasne i jedinečnosť — manínskej jednotky, sústredený záujem rozličných špecialistov a pritom obmedzená znalosť jej stavby, zloženia, postavenia a histórie spôsobili vznik rozličných variantov interpretácie. Ich stúpenci operujú odlišnými pojmami a rovnakým známym faktom prikladajú odlišný význam.

Štúr (1860) opísal z úžiny nad Beluškými Slatinami liasové krinoidové vápence, domnele totožné s „Vilserkalkom“ Východných Álp. Ďalšie pozorovania zverejnili Foetterle (1865), Paul (1865), Kulcsár (1916) a von Telegdi Roth (1917). Až Andrusov (1929, 1931, 1932) vyčlenil manínsku sukcesiu ako samostatnú príkrovovú jednotku a zahrnul k nej päť ele-

mentov („útesov“): manínsky, beluškoslatin-
ský, kalištiansko-butkovský, súlovský a kostelecký. Roku 1938 Andrusov definíciu ďalej zúžil. Manínsku jednotku charakterizoval ako jednotku radom litostratigrafických a tektonických znakov pripomínajúcu centrálno-karpatské, ale pozíciou a tektonickým štýlom včlenenú do bradlového pásma. Spôsob definície však dovolil nejednotnosť chápania jej rozsahu, tektonického a stratigrafického obsahu. Už r. 1959 rozšíril Andrusov rozpätie manínskej sukcesie na sedimenty liasového až turónskeho veku (v roku 1938 považoval sedimenty mladšie ako spodný apt za neznáme), ktoré sa mali uložiť v priestore medzi klapskou a tatrickou sedimentačnou oblasťou. Roku 1960 rozlíšili Andrusov a Scheibner dva cykly manínskej „série“: liasovo-albský a albsko-senónsky, oddelené „manínskou emerznou fázou“. Pretože mohutné komplexy strednokriedových a vrchnokriedových sedimentov prekrývali rozličné tektonické elementy bradlového pásma a ich zloženie a stavba je zhodná s pokryvom jursko-spodnokriedovej manínskej sukcesie, začala sa manínska jednotka považovať za jednotku vyššieho rádu a podložné jursko-kriedové sukcesie (manínska s. s., kostelecká, klapská, streženická atď.; cf. Began et al., 1966; Salaj — Samuel, 1966) boli s ňou stotožnené. Od takéhoto predpokladu bol už len krôčik k záveru: keďže bradlový a manínsky sedimentačný strednokriedový a vrchnokriedový priestor súviseli, manínska jednotka patrí pôvodom do bradlového pásma (Began, 1961, 1962; Began et al., 1963). Úvahy o trvalej domovskej príslušnosti manínskej jednotky k bradlovému pásmu vyústili až do autochtonistických koncepcií (Salaj, 1974). Autori vychádzajúci z výskumu predstrednokriedových komplexov dospeli k podstatne mobilistickejšiemu stanoviskám, i keď sa ich závery niekedy líšia. Už roku 1932 opísal Matějka typické členy manínskej sukcesie od Trenčianskych Teplic. Maheľ (1948) zistil, že analogická jednotka vystupuje i ďalej na juh do 20 km od okraja centrálnych Karpát. Podobne Rakús (1975) chápal pod termínom manínska jednotka minimálne 20 km široký príkrov, presunutý od JV. V rokoch 1979, 1980 definoval Maheľ manínsku jednotku ako pôvodne križňanský (s. l.) element, ktorý od strednej kriedy tvorí súčasť pribradlového pásma: zóny tektonicky zblížených jednotiek počas ranoalbského skrátenia priestoru. Prevrátené vrásky Butkova a Manína interpretoval ako zvyškové štruktúry rozbitého čela manínskeho príkrovu.

Už Andrusov (1945) poukázal na odlišnosti vo vývoji manínskej sukcesie v Maníne, Butkove a Kališti. Rakús (1977) definoval manínsky vývoj s. s., charakterizovaný plytkovodnými dogerskými sedimentmi, a butkovský vý-



Obr. 1. Geologická mapa vrchov Kalište a Butkov. 1 — kvartérny pokryv, 2 — chočský príkrov, 3 — slatinské (cenoman), butkovské a porubské súvrstvie (alb), 4 — neokómske vápence križňanského príkrovu, 5 — „urgónske“ vápence, 6 — podhorské súvrstvie, 7 — bazálna breccia podhorského súvrstvia, 8 — lúčkovské súvrstvie, 9 — kalištianske súvrstvie, 10 — mraznické a ladecké súvrstvie, 11 — čorsztynské súvrstvie, 12 — strednojurské silicitové komplexy, 13 — tunežické súvrstvie, 14 — prešmykové a šariážne línie, 15 — cesty; (Orig. Michalík, 1985)

Fig. 1. Geological map of the Kalište and Butkov hills. 1 — Quaternary cover, 2 — Choč nappe, 3 — Slatiny (Cenomanian), Butkov and Poruba Formations (Albian), 4 — Neocomian limestone of the Křížna nappe, 5 — “Urgonian” limestone, 6 — Podhorie Formation, 7 — basal breccia of the Podhorie Formation, 8 — Lúčkovská Formation, 9 — Kalištianske súvrstvie, 10 — Mraznica and Ladce Formations, 11 — Czorsztyn Formation, 12 — silicitic complexes of Middle Jurassic age, 13 — Tunežické súvrstvie, 14 — thrust and overthrust surface, 15 — road; (Original by Michalík, 1985)

vaj s hlbokovodnejšou sedimentáciou, vystriedanou plytkovodnejšími uloženinami až počas oxfordu. Sústavu menších bradiel v zóne oddeľujúcej obe telesá priradil Borza (1980) šošovkovému pásnu Skalice. Za charakteristický znak tohto pásma považoval komplex brekcií vrchnobarémskych a aptských vápencov, prekrytý spodnoalbskými rohovcovými vápencami.

Andrusov (1932) opísal butkovské teleso ako veľkú nesymetrickú antiklinálnu štruktúru s useknutým severozápadným krídlom. Táto štruktúra mala byť plocho nasunutá na SZ na albské butkovské slieň. Podľa jeho pozorovania vrásu so vztýčeným severným krídlom a miernejším južným ramenom najlepšie vidno v doline nad Belušskými Slatinami. V Lúčkovskej doline nad Ladcami konštatoval oveľa zložitejšie pomery: v prevrátenom krídle veľkej ležatej vrásy s jadrom z liasových vápencov (tvorí Kalište a väčšiu časť Butkova) možno pozorovať kompletný dogersko-urgónsky sled (v ňom je založený starý lúčkovský lom ladeckej cementárne). Na dne doliny vystupujúce albské butkovské slieň mali predstavovať podložie, cez ktoré malo byť kalištiansko-butkovské teleso presunutú na vzdialenosť minimálne 700 m (Andrusov, 1938). Amplitúda násunu sa mala smerom na západ zväčšovať. Na východnom svahu Kališa v podloží jadra vrásy sa mala objavovať mohutná dogersko-urgónska šošovka, navyše zdvojená — zvyšok prevráteného ramena ležatej vrásy. Južne od Tunežíc mala zakorenená časť ramena celkom chýbať a „celé bradlo jest v poloze nasunutú“ (l. c., str. 37). Normálne rameno butkovskej vrásy malo byť zastúpené úplným sledom na severnom úpätí Butkova v okolí veľkého kameňolomu cementárne a útržkovite na južných svahoch kopcov Butkov i Kalište. Táto útržkovitosť, ktorú sčasti vyjadruje geologická mapa (ale vôbec nie profily; cf. Andrusov, 1938, 1945), protirečí predpokladu „normálneho, mierne ukloneného ramena vrásy“. Celá generácia geológov (Michel et al., 1966; Began et al., 1968; Fedor, 1977; Štefko, 1978 atď.) vychádzala z predpokladu konjunktívnej tektoniky celého masívu, a to i napriek dôkazom o jestvovaní a význame zložitého a hustého systému porúch, ktoré sa každodenne objavovali v rozsiahlych plošných odkryvoch butkovského lomu.

Štruktúrny výskum

Vrásový charakter butkovského telesa

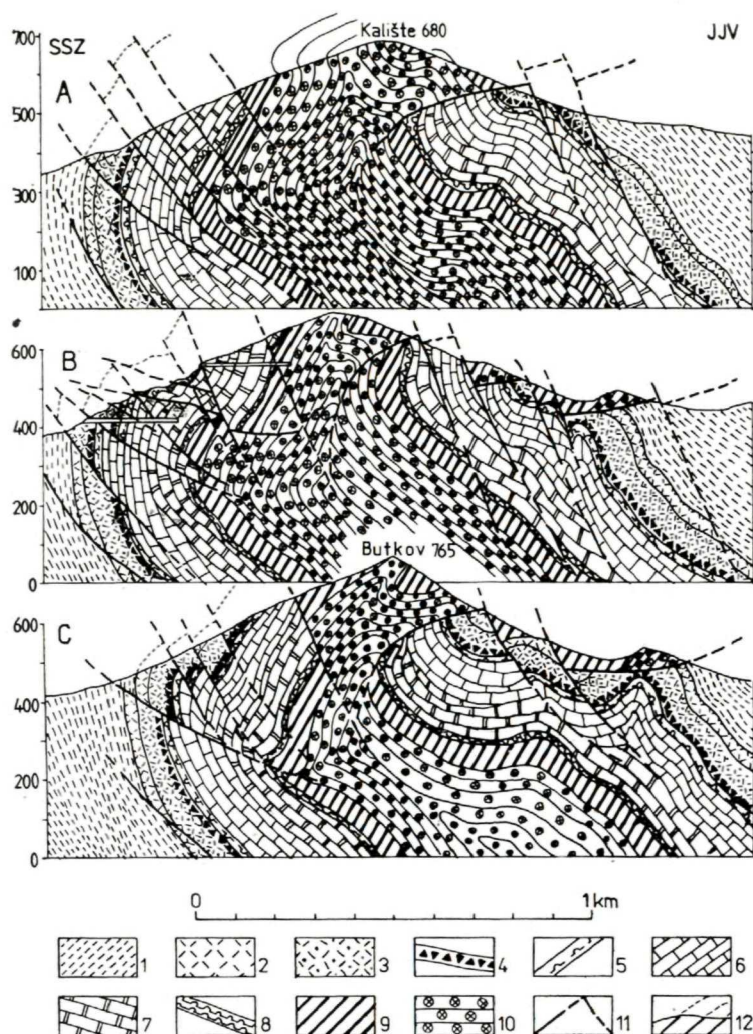
Detailným sledovaním úložných pomerov možno potvrdiť vrásový pôvod but-

kovskej štruktúry, ktorý predpokladal Andrusov (1932, 1938, 1945 atď.). Súvrstvia vychádzajúce na severných svahoch Butkova a Kališa majú v podstate jednotný smer sklonu a temer monoklinálne uloženie. Osi sporadických vrás sú paralelné s priebehom vrstiev. Sklon vrstiev sa smerom do hĺbky zväčšuje až po úplné vztýčenie a prevrátenie. Profily zostavené z meraní v prieskumných dielach i v povrchových odkryvoch však dokazujú, že zmena smeru medzi jednotlivými časťami tohto ramena butkovskej vrásy nie je postupná a že v niektorých prípadoch ju komplikuje rozlične stará prešmyková tektonika.

Ešte väčšie problémy sú späté s interpretáciou „vrchného ramena vrásy“, ktoré malo tvoriť južné svahy študovaných vrchov. Vo všetkých starších mapách tu boli zakreslené súvislé východy liasových a dogerských súvrství. Pri mapovaní sme však na viacerých miestach nápadne vysoko vo svahu nachádzali odkryvy spodnokriedových vápencov. Na druhej strane vršok pri Podlavičkách na južnom úpätí Butkova skutočne tvoria liasové „tunežické“ vápence, hoci len niekoľko desiatok metrov západnejšie susedia butkovské slieň so spodnoalbskými podhorskými vápencami (obr.1). Takéto pomery možno vysvetliť len juhovergentným prešmykom (s amplitúdou asi 700—900 m) rozbitým mladšími poklesmi (obr. 2).

Otázka severovergentného prešmyku

Andrusov (1938) zistil na severnom úpätí Kališa, Butkova a Ostrých vrškov mohutný plochý prešmyk, ktorý oddeľoval mohutnú na sever presunutú vrásu Butkova od podložných albských „cementových slieňov“. V tej istej práci, ba na tej istej strane však píše, že „alb se transgresívne prikladá k urgónským vápencům bradla a sice normálně, t. j. bez mohutné



Obr. 2. Geologické rezy okolím ložiska cementárenských surovín Butkov. 1 — butkovské súvrstvie, 2 — „urgónske“ vápence, 3 — podhoriské súvrstvie, 4 — bazálna breccia, 5 — lúckovské súvrstvie, 6 — kalištianske súvrstvie, 7 — mraznicové a ladecké vápencové súvrstvia, 8 — čorštýnske súvrstvie, 9 — dogerské silicity, 10 — tunežické súvrstvie, 11 — zlomy, 12 — priebeh vrstiev; (Orig. Michalík, 1985)

Fig. 2. Geological sections in the surroundings of the Butkov cement raw deposit. 1 — Butkov Formation, 2 — “Urgonian” limestone, 3 — Podhorie Formation, 4 — basal breccia, 5 — Lúckovská Formation, 6 — Kalište Formation, 7 — Mraznica and Ladce Formations, 8 — Czorsztyn Formation, 9 — Doger silicite, 10 — Turežice Formation, 11 — fault, 12 — bedding strike; (Original by Michalík, 1985)

poruchy na rozhraní medzi bradlom a obalem“. Predpoklad tektonického styku opieral Andrusov o vystupovanie butkovských slieňov spod butkovského telesa hlboko v Lúckovskej doline nad Hornými Ladcami. Z detailnej mapy (obr. 1) však vyplýva, že vytvorenie „jazyka“ slieňov, zasahujúceho hlboko do Lúckovskej doliny, nie je spôsobené jej zarezaním do reliéfu (v susednej rovnako hlbokoj Slatinskej do-

line takého javu niet), ale posunom na zlomoch poruchovej zóny, ktorú už Salaj (in Began et al., 1963) nazval „lúckovským zlomom“.

Z týchto faktov vyplýva, že príkrovová plocha, pozdĺž ktorej bola manínska jednotka sunutá na sever, dnes na povrch v okolí Butkova nevystupuje. Je možné, že jej zvyšky, rozbité mladšími zlomami, by sa mohli nájsť hlbšími štruktúrnymi vrtní.

Juhovergentné ploché prešmyky

Vo východnej časti lomu sa trojnásobne opakuje pruh vrchnobaremských až spodnoaptských súvrství bez zmeny sklonu vrstiev. Opakujúce sa časti vrstevného sledu sú od podložia oddelené plocho (10–30°) na juh až JV uklonenou dislokáciou. V odkrytej časti lomu vystupujú dva takéto prešmyky. Vertikálne ryhovanie na ich plochách má smer 160–190°, dislokačné plochy bývajú vyhojené kalcitom. Na povrchu (6. etáž) i v banských dielach (Št-02, 06, 15) tieto dislokácie porušuje väčšina ostatných zlomových systémov. Všetky tieto znaky poukazujú na to, že ide o jednoduché juhovergentné strižné prešmyky, mladšie než príkrovový násun manískej jednotky, do priestoru bradlového pásma, ale staršie ako priečne poruchové systémy, s aplítudou pohybu 40–100 m. Vznik týchto porúch zrejme súvisí s pohybmi na veľkom plochom prešmyku na južnom svahu Butkova, ktorý spôsobuje superpozíciu liasových vápencov na celej jursko-spodnokriedovej sekvencii až po butkovské sliene. Uprostred prešmyknutých, čiastočne erodovaných komplexov sa vynárajú odkryvy spodnokriedových vápencov. Plocha prešmyku je zrejme esovite deformovaná: smerom na sever sa jej sklon náhle zväčšuje. Obdobnú situáciu bolo možné pozorovať i na južnom svahu Kališťa.

Juhovergentný prešmyk „jadra“ antiklinály je teda vo všetkých častiach kalištiansko-butkovského telesa jednou z najdôležitejších, donedávna neznámych tektonických štruktúr.

Poklesové dislokácie so SZ vergenciou

Vrstvové komplexy Butkova sú oddelené poklesovými zlomami, sklonenými viac-menej na sever (330–360°). Ich sklon býva pomerne strmý (60–80°), blízky

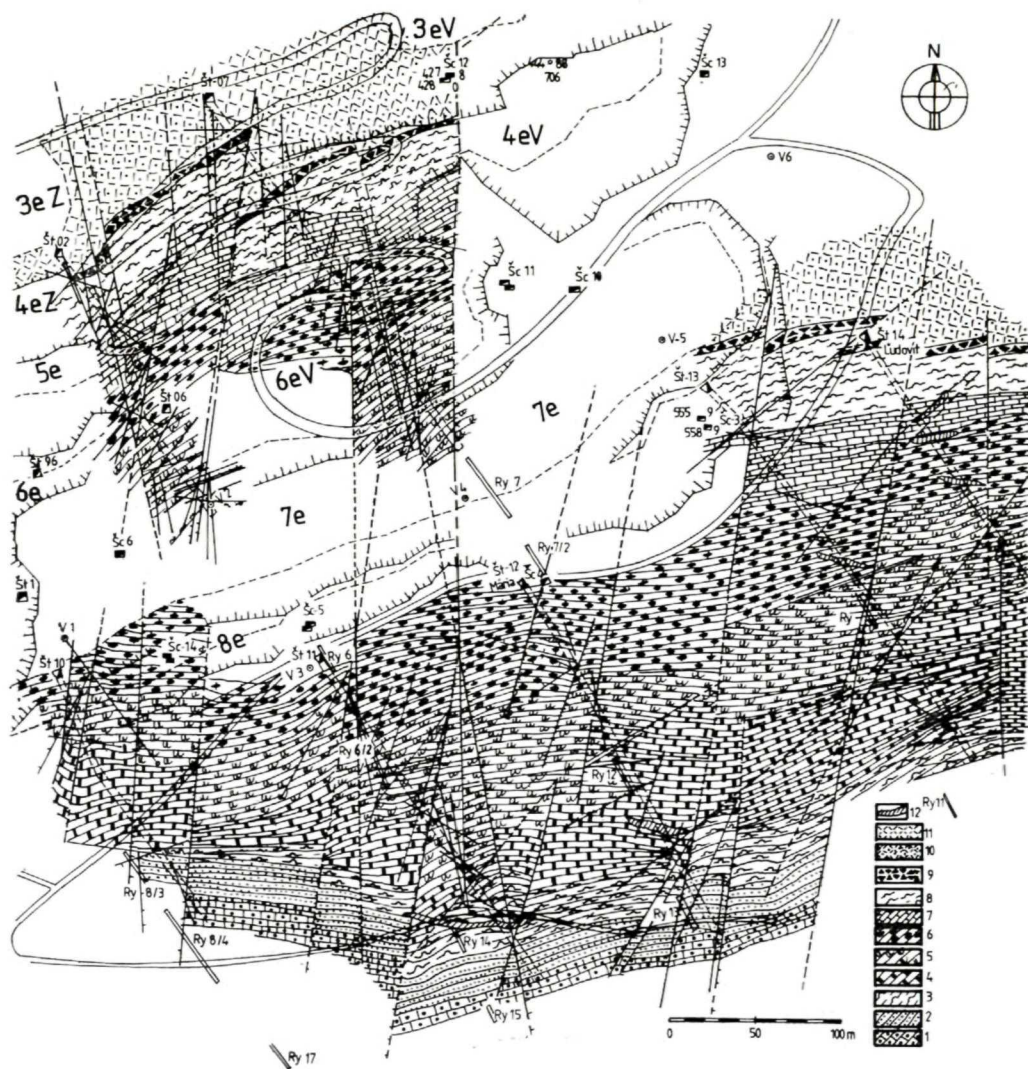
sklonu vrstiev alebo strmší. Vertikálne ryhovanie na poruchových plochách dokazuje pokles severnejších blokov smerom do Ilavskej panvy. Priestor medzi dislokačnými plochami býva vyplnený ilom, často s úlomkami hornín blízkych horizontov, čo dokrešľuje dilatačnú povahu pohybov. Niekedy býva povrch dislokačných plôch zreteľne skrasovatený až po zmenu dislokačných pásem na krasové kapsy (Št-02, 11, 12). I tieto znaky dokazujú ťahový charakter silového poľa v tejto oblasti v dobe tvorby poklesových zlomov.

Poklesové zlomy s „južnou“ vergenciou

Na rozdiel od predchádzajúcich porúch, ktoré je ťažké zistiť mimo priestoru lomových a banských diel, severný i južný svah Butkova a Kališťa je evidentne postihnutý poruchami, na ktorých jednotlivé bloky poklesávali na juh. Pozorovanie tektonických pomerov v okolí týchto porúch však naznačuje, že nejde o jednotný systém a že pokles smerom na juh bol na týchto zlomoch súčasťou zložitejších, viacnásobne opakovaných tektonických pohybov.

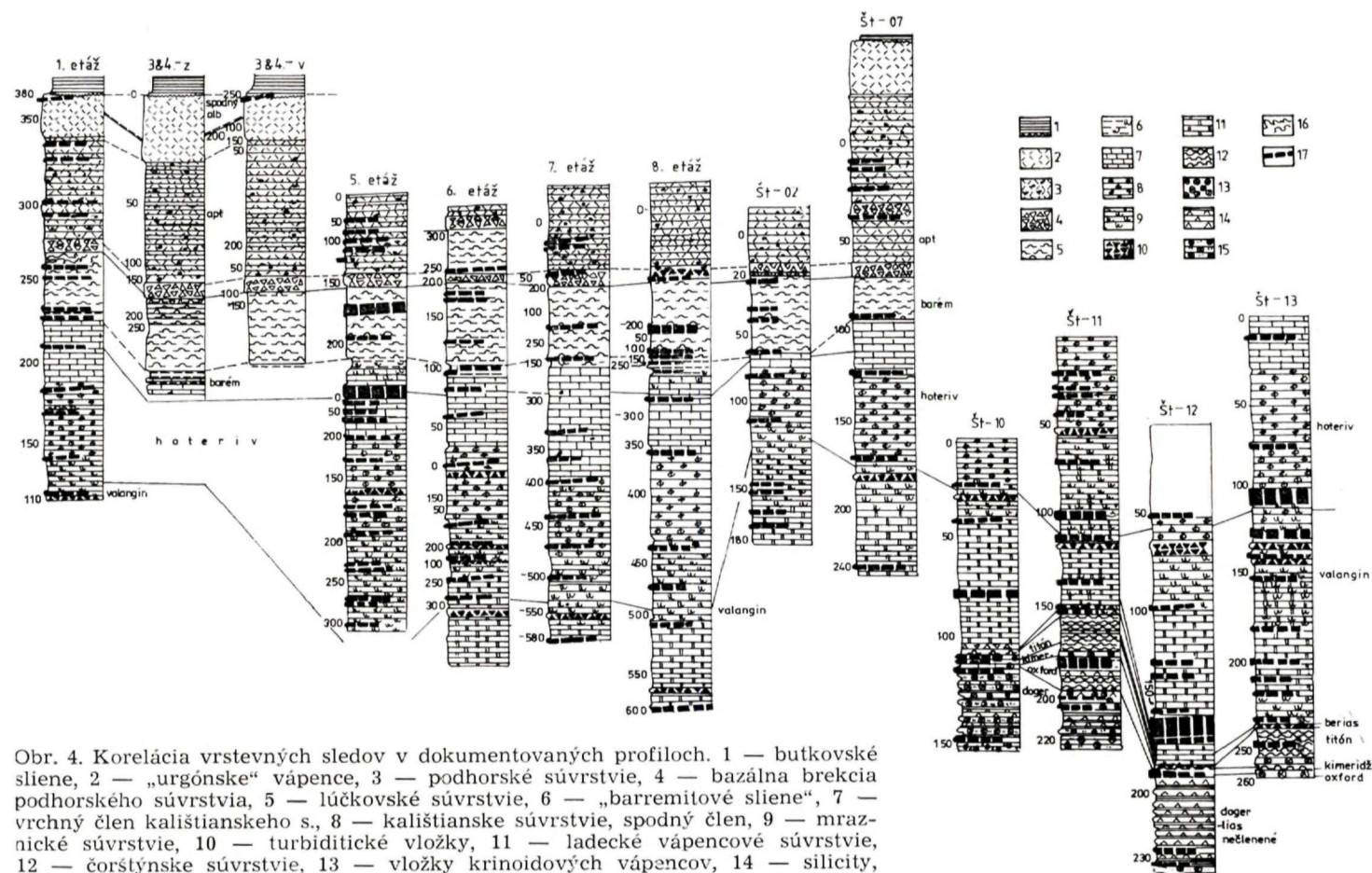
Priečne zlomy

Už pri pohľade na geologickú mapu (obr. 1) je zrejme vyčlenenie niekoľkých zvlášť namáhaných priečných pásem, ktoré rozdeľujú celý masív Butkova na niekoľko segmentov. Pri juhozápadnom svahu Hradiska pri Tunežiciach tektonicky susedia liasové tunežické vápence so strednokriedovým slatinským súvrstvím. Zlomy, ktoré ich oddeľujú, spôsobili i západné ukončenie celého kalištianskeho karbonátového telesa. Paralelne s touto zónou po juhozápadnom úpätí Kališťa prebieha do tunežickej úžiny ďalšia zlomová zóna, na ktorej susedia strednokriedové butkovské sliene s liasovými a dogerskými súvrstviami. Tento fakt vysvetľoval An-



Obr. 3. Etážová geologická mapa strednej časti ložiska. 1 — tunežické súvrstvie, 2 — strednotriasové silicity, 3 — čorštýnske súvrstvie, 4 — ladecké súvrstvie, 5 — mraznické súvrstvie, 6 — spodný (rohovcový) člen kalištianskeho súvrstvia, 7 — vrchný člen kalištianskeho súvrstvia, 8 — lúckovské súvrstvie, 9 — bazálna brekcia podhorského súvrstvia, 10 — podhorské súvrstvie, 11 — „urgónske“ vápence, 12 — krasové kaverny

Fig. 3. Quarry face map in the middle part of the deposit. 1 — Tunežice Formation, 2 — Middle Triassic silicity, 3 — Czorsztyn Formation, 4 — Ladce Formation, 5 — Mraznica Formation, 6 — lower (cherty) member of the Kalište Formation, 7 — upper member of the Kalište Formation, 8 — Lúckovská Formation, 9 — basal breccia of the Podhorie Formation, 10 — Podhorie Formation, 11 — "Urgonian" limestone, 12 — carstic cavern



Obr. 4. Korelácia vrstevných sledov v dokumentovaných profiloch. 1 — butkovské slie, 2 — „urgónske“ vápence, 3 — podhorské súvrstvie, 4 — bazálna brekcia podhorského súvrstvia, 5 — lúčkovské súvrstvie, 6 — „barremitové slie“, 7 — vrchný člen kalištianskeho s., 8 — kalištianske súvrstvie, spodný člen, 9 — mraznické súvrstvie, 10 — turbiditické vložky, 11 — ladecké vápencové súvrstvie, 12 — čorsztýnske súvrstvie, 13 — vložky krinoidových vápencov, 14 — silicity, 15 — tunežické súvrstvie, 16 — sklzové textúry, 17 — zlomy

Fig. 4. Correlation of bed sequences in investigated profiles. 1 — Butkov marl, 2 — „Urgonian“ limestone, 3 — Podhorie Formation, 4 — basal breccia of the Podhorie Formation, 5 — Lúckovská Formation, 6 — „Barremites marl“, 7 — upper member of the Kalište Formation, 8 — lower member of the Kalište Formation, 9 — Mrázica Formation, 10 — turbidite intercalation, 11 — Ladce limestone Formation, 12 — Czorsztyn Formation, 13 — crinoidal limestone intercalation, 14 — silicite, 15 — Tunežice Formation, 16 — slump structure, 17 — fault

drusov (1938) alochtónnym charakterom tejto časti masívu, ktorý tu mal ležať „bez zakorenenia, na strednokriedovom obale“.

Nepochybne najvýraznejšou zónou je zlomové pásmo Lúckovskej doliny, ktoré rozbiha viac než pol kilometra široký segment a vysúva ho na juh asi o tri štvrté kilometra. Segment Kališťa tým súčasne vysúva oproti segmentu Butkova asi o 500 m. Práve táto zóna spôsobila zavlečenie butkovských slieňov hlboko do Lúckovskej doliny (obr. 1).

Ďalším priečnym prvkom stavby je 700–800 m široká hrastovitá elevácia pri Podlavičkách (na sever sa zužuje), ktorá je obmedzená zlomami s kombinovaným účinkom. Smerom na východ sa celé butkovské teleso postupne ponára pod mladšie súvrstvia. Ponáranie rušia dve priečne poruchové zóny. Na východných svahoch Ostrých vrškov prebieha trojica poklesových zlomov, ktorá má rozhodujúci podiel na definitívnom ponorení celého telesa pod strednokriedové až vrchnokriedové sedimenty.

V tomto kontexte možno ľahšie pochopiť postihnutie horizontov v priestore butkovského lomu hustým systémom priečných radiálnych zlomov (Michel et al., 1966, 1984; Fedor, 1977; Borza et al., 1983, 1986; obr. 3). Tieto prevažne severojužné strmé zlomy sú zväčša uklonené na východ, z čoho vyplýva, že v dobe ich tvorby pôsobil okrem severojužných napätí i stály ťah od východu (aký možno predpokladať v západnej časti tvoriaceho sa karpatského oblúka). Porovnanie so systémom priečných dislokácií v Strážovských vrchoch (Maheľ, 1983) i v Západných Karpatoch ako celku dokazuje, že sú odrazom pravosmerných laterálnych posunov, ktoré počas miocénu viedli k vykľutiu oblúka Západných Karpát a ktoré dovtedy tvorili viac-menej jednotný alpsko-karpatský orogénny front.

Stratigrafický výskum

Rozčlenenie súvrství z hľadiska biostratigrafie a litostratigrafie je základnou podmienkou pochopenia stavby telesa ložiska i distribúcie kvalitatívnych typov suroviny v ňom. Ukázalo sa, že tradičné rozdelenie komplexu na „malmské hľuznaté vápence“, „titón — neokóm“ a „urgón“ ani novšie, technickej praxi viac vyhovujúce členenie na štyri ložiskové typy vápencov (cf. Michel et al., 1984 atď.) nepostačuje, a to nielen pre potreby základného výskumu. Preto sme na základe podrobného litologického výskumu horninových sekvencií v profilových líniiach spojeného s detailnou mikrobiostratigrafickou a makrobiostratigrafickou koreláciou rozčlenili tieto súvrstvia na nasledujúce litostratigrafické jednotky (z toho päť nových; obr. 4).

Piesčito-krinoidové „tunežické“ vápence

Štúr ich stotožňoval s „Vilserkalkom“ Álp (1860), Andrusov (1931) ich delil na tri vrstevné členy. Mikrofaciálnou charakteristikou a stratigrafiou sa zaoberali Kullmanová (1961), Michel (1973), Fedor (1977), Činčurová (1981) a Rakús (1977). Ide o súvrstvie piesčitých krinoidových vápencov a pieskovcov s vložkami tmavých piesčitých slieňov a s hojnými hľuzami až polohami silicítov. Hrúbka vrstiev a podiel jednotlivých litotypov sú veľmi premenlivé. Súvrstvie obsahuje hojnú, čiastočne silicifikovanú faunu foraminifer, hubiek, lastúrníkov, brachiopódov, belemnítov, ostrakódov a ďalších organizmov liasového až spodnodogerského veku.

Silicity s vložkami detritických vápencov

Je to variabilné, často prevrásnené a tektonizované súvrstvie kremenitých vápencov, krinoidových a spongolitických

vápencov, zelenkastosivých silicítov a tmavých slieňovcov. Vďaka tektonickému prepracovaniu má súvrstvie hrúbku 5—50 m (?). Vek ostáva neurčito stanovený (bat — kelovej ?). Toto súvrstvie je typické pre „butkovský vývoj“ manínskej jednotky (Rakús, 1977).

Čorštýnske vápencové súvrstvie (Birkenmajer, 1977)

Hrúbka: 23—30 m.

Litológia: Celé súvrstvie možno rozdeliť na tri litologicky odlišné časti. „Spodné“ hľuznaté vápence sú červené až hnedé, v najvyšších častiach s chloritovými povlakmi a hľuzami rohových jaspisov. Mikrofácia vápencov je filamentová, vek pravdepodobne kelovejský. Problémom ostáva možnosť výskytu starších polôh hľuznatého vápenca.

V strede vystupuje poloha (4—8 m) „banánových“ silicítov a silicitických vápencov. Majú charakteristickú zelenkasto-žltú až okrovohnedú farbu. V najvyššej časti sa niekedy vyskytuje poloha ružovkastých rohových vápencov. Sú oxfordského veku.

Podstatná časť súvrstvia hľuznatých vápencov patrí vrchnému oxfordu až vrchnému titónu. Borza (in Borza — Michalík, 1986) tu podľa asociácie mikroplanktonických zvyškov vyčlenil sedem zón. Mikrofácia je zväčša sakokomová.

Distribúcia: Manínska jednotka Manína, Butkova a okolia Trenčianskych Teplic, vysoká jednotka Malých Karpát, belianska jednotka okolia Čiernej Lehoty, Valaskej Belej atď. Pôvodne bol rozsah čorštýnskeho súvrstvia obmedzovaný len na pieninské bradlové pásmo.

Ladecké vápencové súvrstvie (Michalík et al., 1986)

Litológia: 30—35 m hrubé súvrstvie

možno rozdeliť na spodnú klastickú a vrchnú pelagickú časť. Brekciovitité vápence majú veľkú hrúbku (1—5 m), v mikritovej základnej hmote však obsahujú klasty podložínych horizontov vrchného titónu až beriasu. Vyššiu časť súvrstvia tvoria pravidelné doskovité „pleťovosivé“ a hnedé slienité mikritové vápence, obsahujúce dobre zachované makrofaunistické i mikrofaunistické zvyšky. Zvláštnosťou najvyššej časti súvrstvia sú občasné tenké polohy detritických vápencov turbiditického pôvodu.

Hranice: Skrytú diskordanciu s podložínym čorštýnskym súvrstvom indikuje len poloha brekcií a stratigrafický hiát. Smerom do nadložia ladecké súvrstvie plynuje prechádza do mraznického súvrstvia (najvyššia časť môže byť laterálne ekvivalentná).

Fosilie: Mikroplanktón je zo zóny Calpionellites, v klastoch sa nachádzajú i staršie asociácie. Dobré sa zachovali aptychy *Lamellaptychus aplanatus aplanatus* (Gill.), *L. aplanatus retroflexus* Trauth, *L. seranonis seranonis* (Coq.) atď., amonity *Olcostephanus* sp., *Killianella* sp., ? *Ptychophylloceras* sp. atď.

Vek: vrchný berias — vrchný valangin.

Distribúcia: Charakteristický vývoj sa zatiaľ pozoroval len na Butkove, v klastoch a ojedinelých výskytoch je známy aj z iných lokalít.

Ekvivalenty: Časový ekvivalent fácie Biancone, mikrofaciálnym charakterom sa však viac podobá fácií Majolica, od ktorej sa líši slienitejším charakterom.

Mraznické vápencové súvrstvie (Michalík et al., 1986)

Hrúbka: 30—40 m, niekedy i viac.

Litológia: Sivé, viac i menej slienité, škvrnité mikritické vápence s nepravidelnými vložkami slieňa. Farba karbonátu (od fialovastotmavosivej po hnedosivú)

závisí od množstva ílovitej, železitej a organickej prímеси v sedimente. Vyskytujú sa mikroskopicky nanokónové biomikrity, lokálne až rádiolárióvá mikrofácia alebo rádiolárióvo-spongolitová mikrofácia. V spodnej časti súvrstvia sú bežné polohy organoklastických vápencov turbiditického pôvodu hrubé spravidla 25–30 cm.

Hranice: Vrchná i spodná hranica býva neostrá, daná postupným prechodom do nadložných a z podložných súvrství.

Fosílie: Okrem horninotvorných nanokónov sa v ňom zistilo množstvo drobných kostier mikroplanktonických organizmov, foraminifer, íhlic hubiek, ostnokožcov a pomerne hojná, ale deformovaná makrofauna (amonity, belemnity, aptychy atď.).

Vek: Vrchný valangín, podstatná časť na iných lokalitách hoteriv (inde môže zasahovať až po vrchný barém!).

Distribúcia: Manínska jednotka Butkova. Súvrstvie je však typické i pre čelové šupiny krížňanského prikrovu v Strážovských vrchoch a v okolí Drietomy, vyskytuje sa v Malej i Veľkej Fatre a na severných svahoch Vysokých a Nízkyh Tatier.

Ekvivalenty: Súvrstvie laterálne prechádza do silne slienitých vápencov až slieňovcov. Vo vysokej jednotke Malých Karpát ho nahrádzajú zbridlčnaté rohovcové vápence.

Kalištianske vápencové súvrstvie (Michalík et al., 1986)

Hrúbka: 65–80 m.

Litológia: Súvrstvie zastupujú dva vrstvé členy: spodné zelenkavé, svetlosivé vápence s obrysovými rohovcami a vrchnejšie celistvé hnedosivé vápence s ojedinelými tmavosivými rohovcami s neostrým obmedzením.

Podľa mikroskopického pozorovania ide v oboch prípadoch o nanokónové biomikrity.

Hranice: Súvrstvie v spodnejších čas-

tiach lomu neostro hraničí s mrazníckym súvrstvom, kým na vyšších etážach leží na báze turbiditická poloha na spodnej ploche s mechanoglyfmi typu fluid casts. Horná hranica je ešte menej zreteľná: niekedy ju vymedzuje vložka čiernych „barremitových“ slieňovcov, inokedy plynuje prechádza do nadložných lúčkovských vápencov.

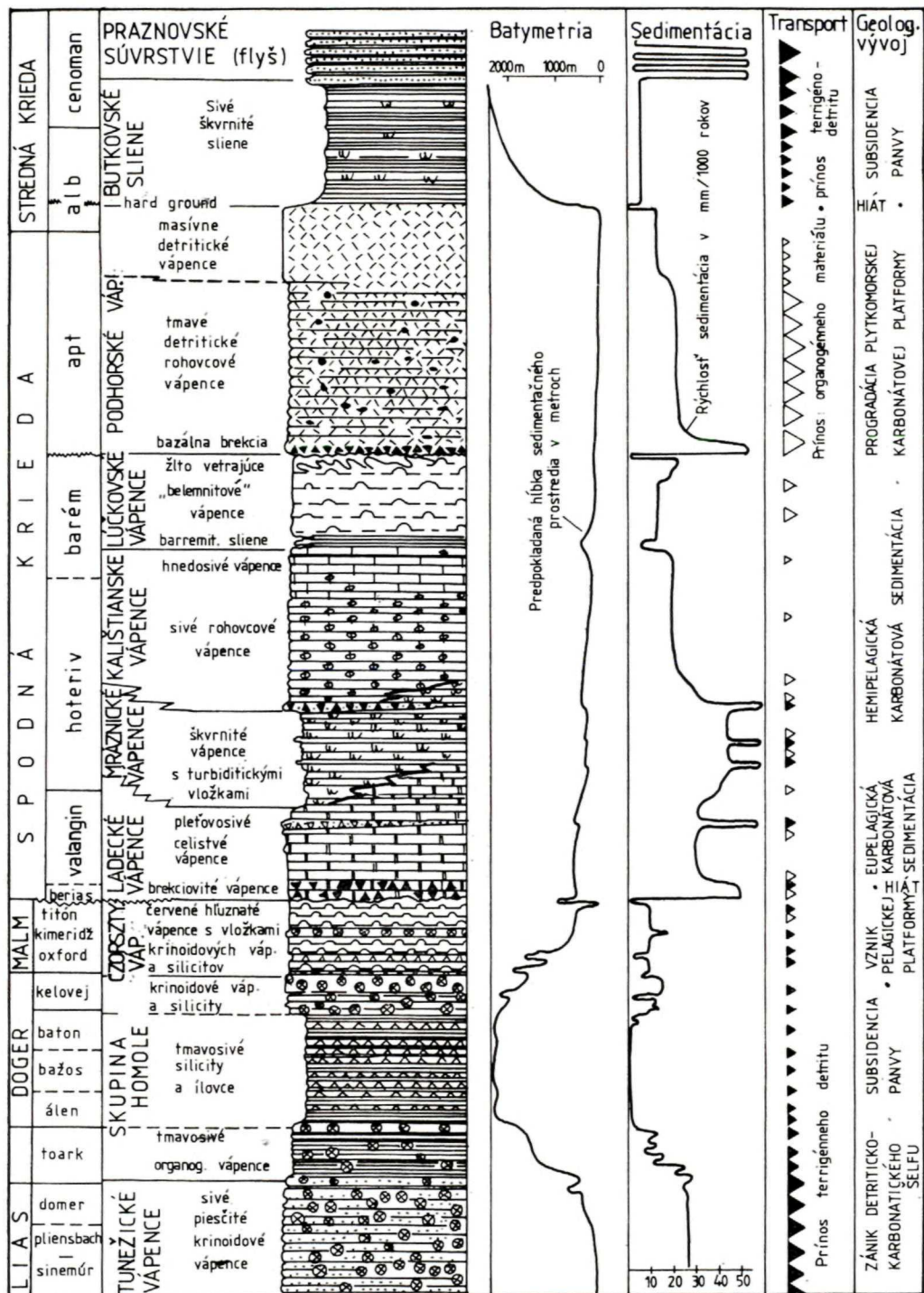
Fosílie: Spodný člen obsahuje pomerne časté aptychy *Lamellaptychus angulicostatus longus* Trauth, *L. angulocostatus angulicostatus* (Pict. et Lor.), amonity *Lyto-ceras subfimbriatum* (d'Orb.), *Crioceratites* (Cr.) *duvali* (d'Orb.), *Euphyloceras* sp., *Plesiospidiscus* sp., *Ptychoceras* sp., *Partschiceras infundibulum* (d'Orb.), belemnity *Duvalia* sp., *Hibolites* sp., *Pseudobelus brevis* Paq., kališky krinoidov, brachio-póda a ichnofosílie *Chondrites* a *Zoophycos*. Z mikrofosílií sú časté foraminifery *Spirillina* sp. a *Patellina* sp., mikroplanktonické organizmy *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Fil.), *Colomisphaera vogleri*, *C. heliosphaera*, *Stomiosphaera echinata*, globochéty a nanokóny (Borza et al., 1983).

Charakteristická mikroasociácia organizmov vyššieho člena pozostáva z článkov krinoidov, úlomkov bivalvií, ostrakódov, ostnokožcov, foraminifer, globochét, kadosín, kolomifér, *Tintinnopsella carpathica* atď. Vo vyššej časti pribúdajú hedbergellidné foraminifery. Z makrofosílií sa aptychy vyskytujú iba v nižších horizontoch, zriedkavé sú belemnity, ojedinelé veľké krioceratikonné amonity a lingulidné ramenonožce.

Vek: Stratigrafické rozpätie spodného člena odhadujeme na vyšší spodný až vrchný hoteriv, vyššieho člena na vyšší vrchný hoteriv, možno až spodný barém.

Distribúcia: Butkov.

Ekvivalenty: V rozsiahlych oblastiach tvorených krížňanským prikrovom v Strážovských vrchoch vystupuje na báze ba-



rémnských uloženín pseudothurmanniový horizont — charakteristický súbor fosiliférnych vápencov. Na Butkove nie je vyvinutý.

Lúckovské vápencové súvrstvie (Michalík et al., 1986)

Hrúbka: 35 m.

Litológia: Spodný člen (nesúvisle vyvinutý) tvoria čierne slieňovce s vložkami sivých, slienitých, škvrnitých vápencov. Podstatná časť súvrstvia („belemnité vápence“) pozostáva z lavicovitých, sivých, žltkasto zvetrávajúcich mikritových vápencov s bochníkovými hľuzami čiernosivých rohovcov. Vrstvové plochy sú nerovné, často hľuznaté, v mnohých prípadoch so stopami gravitačného hnutia bahna až po výskyty tenkých horizontov intraformačných brekcií. Povrch iných lavíc je poznamenaný miernou submarinnou eróziou, miestami ho pokrýva množstvo usmernených rastier belemnítov. Rohovce sa vyskytujú najčastejšie vnútri lavíc, často v nesúvislých polohách. V najvyšších častiach súvrstvia je priebeh rohových pruhov zreteľne deformovaný do rozmerných sklzových vrás.

Hranice: Spodná hranica je neostrá, v niektorých prípadoch vymedzená slieňovcovou polohou voči podložnému kalištianskemu súvrstviu. Vrchnú hranicu udáva erozívny kontakt bázy nadložného podhorského súvrstvia.

Fosílie: Mikroasociácia fosílií pozostáva z hojných nanokónov, ihlic hubiek, rádiolárií, foraminifer, ostrakódov, kadosín, stomiosfér a globochét. Z makrofauny sa vyskytujú hojné hubky, články ostnokožcov (ihlice ježoviek i kalíšky krinoidov), belemnity *Hibolites longior* Schwetz., *Vaunagites*

pistiliformis (Blainv.), *Duvalia binervia* (Rasp.), *D. dilatata* (Blainv.), *Mesohibolites* sp., *Hibolites jaculoides* Swinn., *Mesohibolites platyurus* (Duv.-Jouve) atď. spolu s hojnými amonitmi rodu *Barremites*.

V „belemnitových vápencoch“ sa vyskytujú okrem vyššie uvedených druhov *Duvalia grasiana* (Duv.-Jouve), *Mesohibolites varians* (Schwetz.), *M. minaret* (Rasp.), *M. gladiiformis* (Uhlig), *M. garshini* Stoyan.-Verg., *Hibolites mirificus* Stoyan.-Verg., z amonitov *Barremites* (Barr.) sp., *Abrytusites* ap., *Partschiceras infundibulum*, okrem nich početné brachiopódy, ježovky, gastropódy, koralý, kalíšky krinoidov a zuby rýb čeľade *Hexacanthidae*. Hojné sú nanokóny, hedbergelidné foraminifery, kolomiséry, kadosíny, stomiosféry, globochéty atď. (Michalík et al., 1986).

Vek: Spodný člen patrí podľa asociácie fosílií do spodného barému, vrchný vrchnému barému.

Distribúcia: Butkov.

Ekvivalenty: V oblasti Manína sedimentovala v rovnakej dobe „urgónska“ fácia, v oblasti križňanského príkrovu Strážovských vrchov monotónne pelagické karbonáty typu mraznického súvrstvia.

Podhorské vápencové súvrstvie (Michalík et al., 1986)

Hrúbka: 65—75 m.

Litológia: Súvrstvie začína brekciovitým členom hrubým 4—5 m, tvoreným nezreteľne gradačne vrstvenými rytmi. Klasty tvoria organodetrítické vápence, rohovce, zriedkavo úlomky bazických extrúzií a tufov. Zloženie úlomkov podľa veku je barém až stredný apt. Vyšší člen, lavicovité bituminózne organodetrítické vápence s čiernosivými rohovcami, sú

◀ Obr. 5. Syntetická korelatívna schéma litostratigrafického, environmentálneho a geologického vývoja sedimentov ložiska Butkov
Fig. 5. Synthetic correlation chart of lithostratigraphic, environmental and geological development of sediments in the Butkov deposit

miestami silicifikované, tvoria podstatnú časť súvrstvia.

Hranice: Spodná hranica, výrazne erózivná, vyznačuje progradáciu svahových uloženín cez pelagickú karbonátovú „rampu“. Vrchná hranica je neostrá, tvorená prechodom svahových uloženín do sedimentov urgónskej karbonátovej platformy.

Fosílie: Najčastejšie úlomky schránok lastúrníkov a krinoidové články. Z foraminifer častejšie schránky hedbergelidného typu, *Sabaudia minuta* (Hofker), miliolidy a orbitolíny *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach), *Mesorbitolina parva* Douglas a *Orbitolinopsis simplex* (Henson). Zriedkavé sú *Koskinobullina socialis* Cherchi et Schr., *Praecolomiella trejoi* Borza, *P. boneti* Borza, *Deflandronella veracruzana* (Trejo), *Parachitinoidea cuvillieri* Trejo a mnohé ďalšie mikrofosílie. Z belemnitov sa našlo rostrum *Mesohibolites elegans* Schwetsoff.

Vek: Na základe veku klastov musí byť báza súvrstvia mladšia ako spodná časť stredného aptu. Podstatná časť súvrstvia by preto mala byť stredno až vrchnoaptská, na čo poukazujú i nálezy orbitoidných foraminifer a niektorých mikrop planktonických zvyškov.

Distribúcia: Butkov.

Ekvivalenty: Podobný vývoj sa pozoroval v haligovskom bradle (Birkenmajer, 1977), ale i v blízkej Manínskej úžine, i keď vek súvrství je rozdielny. Porovnateľný vývoj je známy z predhoria Álp, vo Vokontskej priekope, i v Bakoňskom pohorí Maďarska (súvrstvie Tata).

Butkovské slieňové súvrstvie (Kysela — Marschalko, 1984)

Hrúbka: niekoľko desiatok metrov.

Litologické zloženie: Hnedosivé vápnité sliene, miestami škvrnité, s viac alebo menej zreteľnou prímiesou kremenitého siltu,

občasné nepravidelné vložky slieňovca. Miestami náznaky rytmickej stavby, občasné tenké vložky ilovitého siltovca.

Hranice: Spodná hranica je výrazná, ostrá, daná sedimentárnym hiátom na ploche hard-groundu na vrchnej ploche „urgónskych“ vápencov. Vrchná hranica neostrá — prechod do nadložného flyšoidného slatinského súvrstvia.

Distribúcia silicítov a jej význam pre využitie suroviny

SiO₂ vo forme kremeňa, menej chalcodónu či opálu surovinu do značnej miery znehodnocujú pre cementárske účely. Pretože klastické kremenné zrná v sledovaných horizontoch ložiska mávajú obvykle siltovú veľkosť a ich podiel na zložení horniny len zriedka presahuje 1—2 %, venovali sme najväčšiu pozornosť silicítom. Tieto horniny, ktoré z rámca spracovateľnosti vyraďujú spodnojurské až oxfordské súvrstvia, sa vyskytujú ako hľuzy i horizonty rohovcov vo vyšších malmských a spodnokriedových komplexoch. Doterajší autori (cf. Fedor, 1977) dospeli k názoru, že rohovce sú náhodne roztrúsené v celom ložiskovom komplexe. Po poznaní charakteru deformácií a členenia súvrství odkrytých lomom Butkov sme však mohli vyčleniť štyri súvrstvia, charakteristické vyšším obsahom rohovcových hľúz, splývajúcich niekedy až do stratiformných polôh.

V čorštýnskom súvrství malmských červených hľuznatých vápencov sa vyskytujú mäsovočervené rohovcové hľuzy, ktoré však nikdy netvoria zhluky a súvislejšie polohy. Takéto nahromadenie kremitej hmoty však pozorovať v polohe oveľa menej slienitých zelenkastožltých „banánových“ vápencov, ktoré nezriedka samy nadobúdajú charakter silicítu.

Nadložné ladecké vápence majú zreteľnú slienitú prímies a s ňou úmerne sa zni-

žuje podiel kremitej zložky. Väčšiu koncentráciu rohovcov možno pozorovať v ojedinelých priepustnejších, zrnitých turbiditických polohách. Takéto polohy sa vyskytujú občas vo vyššej časti ladeckého a najmä v spodnej časti mraznického súvrstvia. Pozdĺž plôch diskontinuity na báze klastickej vložky i na jej rozhraní s nadložnými pelagickými vápencami je zrejme obohatenie kremitou hmotou, hľuzy sivého rohovca sú však roztrúsené i vnútri turbiditickej polohy. Vo vyšších častiach tejto polohy hľuzy niekedy splyývajú do súvislejších tenkých stratifomných rohovcových teliesok. Polohy rohovcov bývajú niekedy zvýraznené i v blízkosti zlomových a drvených zón.

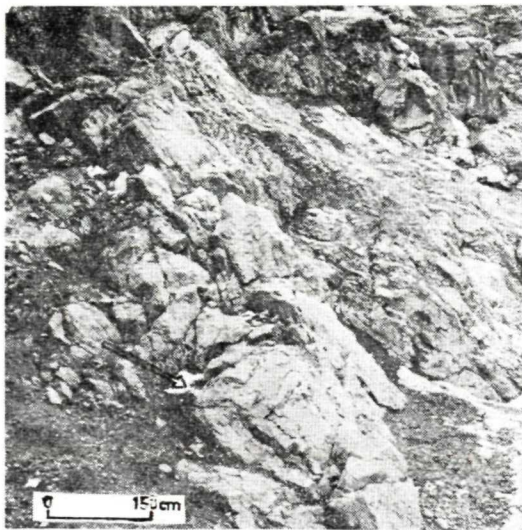
Celkom odlišný charakter majú rohovce kalištianskeho súvrstvia. Hľuzy tmavosivého rohovca majú často koncentrickú stavbu, pričom jadro alebo podpovrchová zóna ostávajú neprekremeňené. Tieto „obrysové“ rohovce majú nepravidelný bočníkovitý, piškótovitý alebo podlhovasto oválny tvar a veľkosť od niekoľkých do 50 cm v priemere. V hornine sú viacmenej pravidelne rozptýlené, nikdy netvoria rohovcové horizonty. Zvláštnosťou býva zachovanie schránok brachiopódov, amonitov či belemnitov, uzavretých v rohovcových hľuzách (na rozdiel od nálezov z okolitej horniny nie sú deformované kompakciou sedimentu). Tento fakt poukazuje na ranodiagenetický vznik rohovcov v súvrství.

Vrchný člen kalištianskeho súvrstvia obsahuje sporadicky roztrúsené drobné (4–5 cm) čiernosivé rohovce. Majú zhruba izometrický tvar, horizonty nevytvárajú a na hmote horniny sa výrazne nepodieľajú. Smerom do nadložia pribúda slienitej zložky a rohovce miznú. Nadložné nepravidelne vyvinuté čierne „barremitové“ sliene rohovce neobsahujú.

Lúčkovské súvrstvie obsahuje zreteľný, i keď kolísavý podiel slienitej prímеси

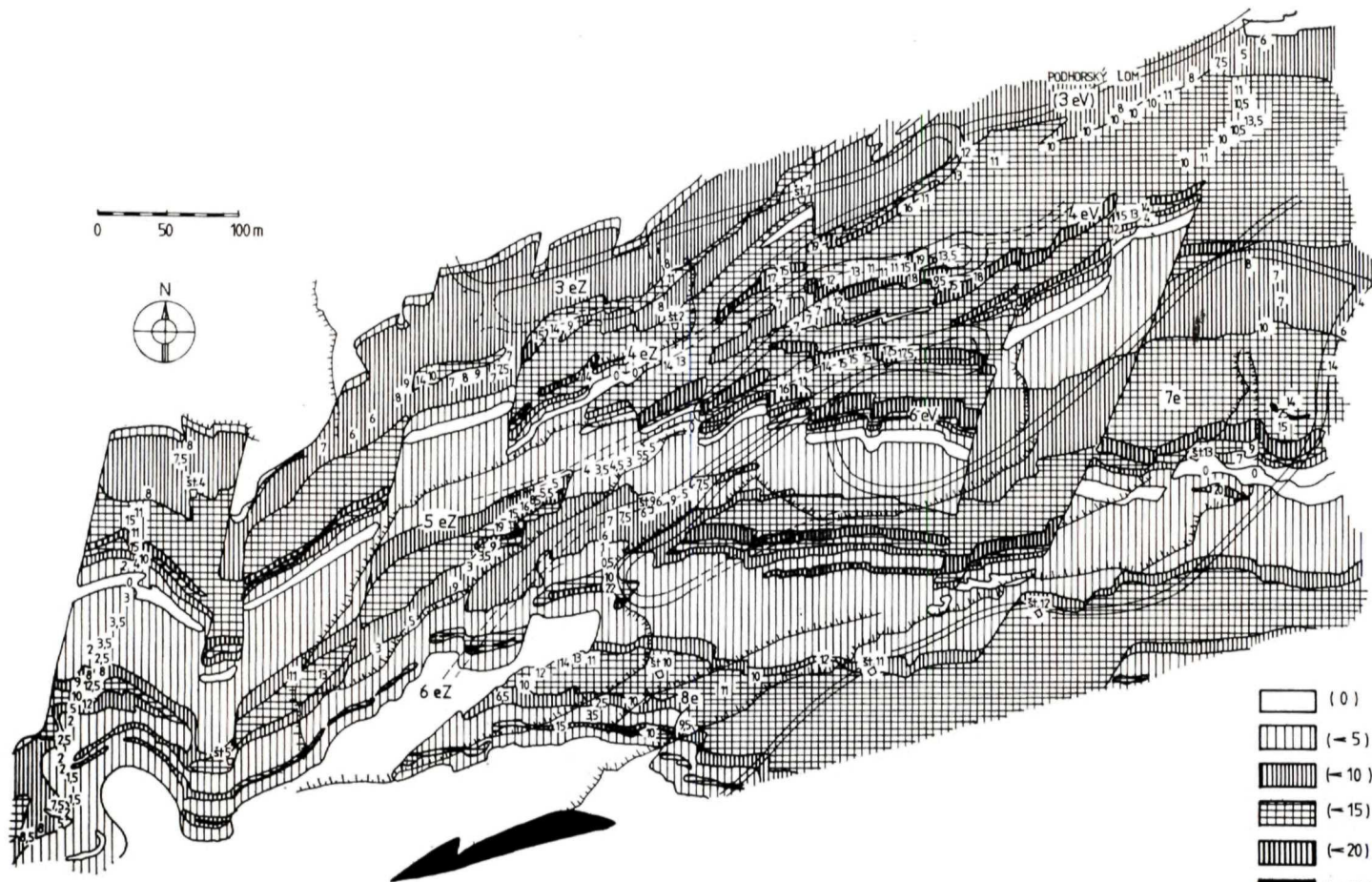
a vložky slieňov. Napriek tomu sa uprostred lavíc vyskytujú časté hľuzy až horizonty tmavosivých rohovcov. Polohy vápencov vo východnej časti piatej etáže, kde sú vápence menej výrazne lavicovité a slienitejšie, obsahujú menej rohovcov. Hľuzy rohovca majú plochý bočníkovitý tvar, dosahujú veľkosť 7–8 až 80–90 cm. Horizonty rohovcov niekedy paralelne sledujú povrch lavíc vápence, inokedy (hlavne v mocnejších laviciach) sú zložito zvlnené a sklúkaté (1. etáž) alebo chaoticky rozhádzané (3. EZ). Bližšie sledovanie ich usporiadania indikuje deformácie horniny v poloplastickom stave. Gravitačne sklzávajúci sediment teda už obsahoval rohovcové hľuzy (obr. 6).

Súvrstvie podhorských vápencov obsahuje nepravidelne oválne i zložito vetvené valcovité hľuzy čiernych rohovcov, prenikajúce horninou často bez vzťahu k vrst-



Obr. 6. Sklzné vrásky vo vrchnej časti lúčkovského súvrstvia zvýraznené deformáciou rohovcových horizontov na 1. etáži lomu Butkov

Fig. 6. Slump folds in the upper part of the Lúčkovská Formation pronounced by deformations of cherty horizons on the 1st level of the Butkov quarry



Obr. 7. Distribúcia obsahu makroskopicky pozorovaných rohovcov v priestore lomu Butkov. Údaje v cm^2 na 1 m pozorovanej plochy prierezu vrstevnými telesami

Fig. 7. Distribution of megascopic chert occurrences in the Butkov quarry. Data in cm^2 . cm^{-1} observed profile surface across bedding bodies

vovitosti. Stratiformné koncentrácie rohovcov sa vyskytujú najmä na báze detritického súvrstvia nad bazálnou brekciou. Samotná bazálna brekcia tiež obsahuje rohovcové klasty podobného vzhľadu. Vzhľad, rozmiestnenie a textúry rohovcov podporujú predpoklad o ich neskorodiagenetickom vzniku v už spevnenom sedimente: rohovce prenikajú pôrovitejšími partiami sedimentu, vyplňami dúpät infauny, laminkami alebo hniezdami hrubého detritu. Smerom do nadložia rohovcov ubúda, v „urgónskych“ organogénnych vápencoch, tvoriacich najvyššiu časť vápencového komplexu, sú rohovce len ojedinelé.

Obsah rohovcov meraný v cm^2 na plochu 1 m^2 rezu vrstvou jednotlivých súvrství ložiskového komplexu je nasledujúci: masívne sivé „urgónske“ vápence 0–5000, podhorské súvrstvie 10 000–12 000, bazálna brekcia podhorského súvrstvia 6000–10 000, lúčkovské súvrstvie 9000–18 000, kalištianske súvrstvie, vrchný člen 3000–9000, kalištianske súvrstvie, spodný člen 9000–12 000 (lokálne do 18 000), mraznické súvrstvie 3000–5000 (lokálne do 20 000) a ladecké súvrstvie 2000–4000 cm^2 . Mraznické, spodný člen kalištianskeho, ladecké a podhorské súvrstvie teda obsahujú horizonty so zvýšeným podielom rohovcov. Najspodnejší z nich, v mraznickom súvrství, predstavuje len lokálne tenké akumulácie viazané na turbiditické polohy v inak bezrohovcovom sedimente. Nemožno ich oddeliť selektívnou ťažbou, a preto ich treba zohľadniť pri definovaní priemerného obsahu SiO_2 . Druhé, kalištianske súvrstvie, má podiel rozptýlených „obrysových“ rohovcov (do plochy boli zhrnuté i neprekremenené „jadrá“ hľúz), ktorý by nemal predstavovať vážnejšiu prekážku pri technológii výroby cementárenského slinku. Najvyššie rohovce obsahujúce horizonty sú pomerne samostatným celkom, ktorý by mohol

byť ťažený selektívne, podľa požadovaných technologických vlastností suroviny. Tieto horniny majú rad negatívnych vlastností (vysoký podiel rohovcov, síry, fosforu, železa, hrubozrnnú štruktúru), ktoré ich znevýhodňujú z hľadiska technológie spracovania cementárenskej suroviny (obr. 7).

Porovnaním obsahu rohovcov s priemernými chemickými analýzami hornín jednotlivých súvrství (Michalík et al., v tlači) možno zistiť, že obsah SiO_2 v hornine nie je vždy do detailov korelovateľný s podielom rohovcov v nej. Podiel klasického kremeňa je všeobecne nízky, klasické kremenné zrná sú hojné len v čorštýnskych hľuznatých vápencoch. Podiel „nerohovcového“ SiO_2 teda treba pripísať prekremeneniu horniny. Podľa Fedora (1977) sa silicifikácia prejavila v štyroch formách: a) masovou silicifikáciou horniny, b) selektívnou silicifikáciou pórovitých partií horniny, c) selektívnou silicifikáciou organických zvyškov, d) vznikom autigénneho kremeňa. Prvé tri prípady sa líšia zrejme množstvom prinášanej kremenitej hmoty. Prvý prípad je bežný v jurských súvrstviach, druhý najmä v podhorskom súvrství. Tretiu formu silicifikácie možno najlepšie pozorovať v kalištianskych vápencoch. Gél kyseliny kremičitej zaplnil priestor po vylúhovanej (resp. zatlačenej) hmote fosílie, ale nepresiahol jej obrysy. Vzniknutý chalcedón má obvykle hrubosférickú stavbu, okraje lemuje jemnosférický chalcedón, inokedy i kalcit. Tento okraj vznikol vyplnením medzery po kontrakcii pôvodného gélu. Selektivitu pri vyplňaní odlišných organických zvyškov možno vysvetliť rôznou rezistenciou pôvodného aragonitu, kalcitu či Mg kalcitu, ktorý tvoril kostry organizmov rozličných taxónov.

Pri metasomatóze mikritického kalu Si zložkou sa tvorili ílovité, bituminózne a kalcitické „fronty“, tlačené pred čelom

vlastnej silicifikačnej zóny v mieste vzniku rohovcovej hľuzy. Fedor (1977) opisuje kontrastné zloženie partii horniny prilahlej k silicifikovaným miestam. Tieto partie majú znížený podiel kremenných zŕn, okrem toho mnohé zo zachovaných zŕn sú zjavne korodované kalcitovým tmelom. V rohovcovej mase sa pritom tvorili syn-genetické klenčky karbonátu a agregáty pyritu. Druhotná orientácia alochém, vedúca k vzniku mikrovrstvovitosti, bola zrejme kombinovaným produktom šírenia jednotlivých „frontov“ i stlačenia okolitých partii horniny v priebehu neskorej diagenézy a nasledujúcich tektonických procesov.

Štvrtá forma prekremenenia — vznik autigénnych kryštálikov kremeňa — sa v súvrstviach butkovského telesa vyskytuje pomerne zriedkavo, oveľa menej často ako v súvrstviach krížňanského príkrovu (ešte vzácnejšie sú autigénne živce, ktoré bývajú v mezozoických súvrstviach centrálnych Karpát celkom bežné).

Podakovanie

Organizačnú, technickú a ďalšiu pomoc pri zabezpečovaní geologického výskumu ložiska Butkov poskytli členovia komplexnej racionalizačnej brigády RNDr. J. Fedor, CSc., RNDr. J. Michel, CSc., a Ing. J. Vavro, za čo im patrí naša srdečná vďaka. Za cenné rady ďakujeme tiež prof. RNDr. M. Mišíkovi, DrSc., a RNDr. M. Rakúsovi, CSc.

Naš príspevok vznikol vo vzájomnej spolupráci s RNDr. Karolom Borzom, DrSc., ktorý sa venoval otázkam mikrobiostratigrafického datovania spodnokriedových horizontov a ich mikrofaciálnej charakteristike. Žiaľ, jeho náhla smrť znemožnila dokončiť tieto výskumy. Napriek tomu predbežné výsledky, ktoré pri spoločnej práci dosiahol, nám slúžili ako opora pri biostratigrafických koreláciách. Túto prácu preto venujeme jeho pamiatke.

Literatúra

Andrusov, D. 1929: Urgon vážského údolí. *Věstn. St. geol. Úst. (Praha)*, 5, 137—147.
Andrusov, D. 1931: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech, I-II. *Rozpr. St. geol. Úst. ČSR*

(Praha), 6, 1—167.
Andrusov, D. 1932: Geologická studie v pohorí Větrných Holí. *Věstn. St. geol. Úst. (Praha)*, 8, 7—74.
Andrusov, D. 1938: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech, III, Tektonika. *Rozpr. St. geol. Úst. ČSR (Praha)*, 9, 1—135.
Andrusov, D. 1945: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech, IV-V. *Geol. Práce, Zoš.*, 13, 1—176.
Andrusov, D. 1959: Geológia československých Karpát, II. *Bratislava, SAV*, 375 s.
Andrusov, D. — Scheibner, E. 1960: An outline of the present state of knowledge about the geology of the Klippen Belt between river Vlára and town Tvrdosín. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava)*, 11, 2, 239—279.
Began, A. 1961: Krieda bradlového pásma medzi Púchovom a Bošáckou dolinou. *Geol. Práce, Spr.*, 22, 69—82.
Began, A. 1962: Niektoré poznatky z jury a spodnej kriedy bradlového pásma na strednom Považí. *Geol. Práce, Zoš.*, 62, 239—244.
Began, A. et al. 1963: Základný geologický výskum a mapovanie na liste Považská Bystrica. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 70 s.
Began, A. — Borza, K. — Salaj, J. 1966: Poznámky k výskytu manínskej série Z od Trenčína. *Geol. Práce, Zpr.*, 40, 168—170.
Began, A. 1968: Geologická stavba manínskej série a bradlového pásma stredného Považia. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 142 s.
Birkenmajer, K. 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieńny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. geol. Pol.*, 45, 158 s.
Borza, K. 1980: Litologicko-mikrofaciálny výskum vrchnej jury a spodnej kriedy belianskej série (Strážovské vrchy). *Geol. Práce, Spr.*, 74, 33—56.
Borza, K. — Fedor, J. — Michalík, J. — Vašíček, Z. 1983: Litologicko-stratigrafické a tektonické pomery a chemicko-technologické vlastnosti ložiska cementárenských surovín — Butkov. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 350 s.
Borza, K. — Michalík, J. — Michel, J. — Vašíček, Z. — Vavro, J. 1986: Zhodnotenie litologicko-stratigrafických a tektonických pomerov a chemicko-technologických vlastností hornín ložiska cementárenských surovín Butkov. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 236 s.
Borza, K. — Michalík, J. 1987: On stratigraphy and lithology of Czorsztyn Limestone Formation in the Central

- West Carpathians (Jurassic, Malm). *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 38, 3, 259—284.
- Činčurová, E. 1974: Nové nálezy belemnitov z vrchného liasu manínskej jednotky pri Tunežiciach. *Zbor. Slov. nár. Múz.*, 20, 25—34.
- Fedor, J. 1977: Petrografický a chemicko-technologický výskum karbonátových hornín ložiska Butkov. *Manuskript — Kat. petrogr. min. Univ. Komen. Bratislava*, 34 s.
- Foetterle, F. 1864: Geologische Aufnahmekarte des Trentschiner Commitaates zwischen Teplic, Zljetchow, Pruzsina und Waag-Bistritz. *Verh. Geol. Reichsanst. (Wien)*, 15, 224—226.
- Kulcsár, K. 1917: Geologische Beobachtungen in der nordwestlichen Karpaten. *Jahresb. ung. geol. Reichsanst. (Budapest)*, 185—214.
- Kullmanová, A. 1961: Litologický profil manínskou sériou z okolia Beluškých Slatin. *Geol. Práce, Zpr.*, 21, 127—132.
- Kysela, J. — Marschalko, R. — Samuel, O. 1982: Litostratigrafická klasifikácia vrchnokriedových sedimentov manínskej jednotky. *Geol. Práce, Spr.*, 78, 143—168.
- Maheľ, M. 1948: Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a hornou Nitrou. *Geol. Práce, Zoš. (Bratislava)*, 18, 78 s.
- Maheľ, M. 1978: Manínska jednotka, čiastkový príkrov skupiny krížňanského príkrovu. *Miner. slov.*, 10, 4, 289—309.
- Maheľ, M. 1980: Pribradlové pásmo, charakteristika a význam. *Miner. slov.*, 12, 3, 193—207.
- Maheľ, M. 1984: Tektonická mapa 1 : 10 000 pohoria Strážovské vrchy. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava, AP 7416*.
- Michalík, J. — Borza, K. — Vašíček, Z. 1987: Lithological, biofacial and geochemical characterization of the Lower Cretaceous pelagic carbonate sequence of Mt. Butkov (Manín Unit, West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 38, 3, 323—348.
- Michel, J. — Hasch, J. — Bondarenková, A. — Urban, V. 1984: Informatívna správa a výpočet zásob Ladce — Butkov — DP, cementárske suroviny. Stav k 10. 1. 1984. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 328 s.
- Michel, J. 1973: Tunežice — stavebný kameň. Záverečná správa a výpočet zásob. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 96 s.
- Michel, J. — Windt, D. — Kotras, J. 1966: Ladce — cementárske suroviny. Záverečná správa a výpočet zásob. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 123 s.
- Paul, M. C. 1865: Geologische Verhältnisse des Gebietes zwischen Sillein, Facskow und Waag-Bistritz. *Jb. Geol. Reichsanst., Verhändl. (Wien)*, 14, 227—228.
- Rakús, M. 1975: Pestrá vrchná krieda „couches rouges“ v manínskom príkrove. *Geol. Práce, Spr.*, 63, 211—213.
- Rakús, M. 1977: Doplnky k litostratigrafii a paleogeografii jury a kriedy manínskej série na strednom Považí. *Geol. Práce, Spr.*, 68, 21—38.
- Roth von Telegdi, Z. 1917: Beiträge zur Kenntniss der geologischen Verhältnisse der Umgebung von Illava und Bad Bellus. *Jahresb. ung. geol. Reichsanst. (Budapest)*, 1914.
- Salaj, J. — Samuel, O. 1966: Foraminifera der Westkarpatenkreide (Slowakei). *Bratislava, GÚDŠ*, 292 s.
- Salaj, J. — Gašparíková, V. 1984: Albian and Cenomanian microbiostratigraphy of the Manín Belt on the basis of Foraminifera and nannofossils in the Belušké Slatiny — Slopá area. *Schriften. Erdwiss. Komm. (Wien)*, 7, 43—65.
- Štofko, J. 1978: Geologicko-tektonické pomery manínskej série v oblasti bradla Butkov. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 45 s.
- Štúr, D. 1860: Bericht über die geologische Übersicht-Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. *Jahrb. geol. Reichsanst. (Wien)*, 11, 1, 17—151.

Geology and stratigraphy of the Butkov Lower Cretaceous limestone deposits, Manín Unit, Middle Váh Valley (Western Slovakia)

Present, in several aspects controversial opinions concerning Mt. Butkov structure and appurtenance, are revidend in the first part of this paper. We attempted, on the base of several years of detailed study, to obtain a better documented interpretation of the

stratigraphy and structure of this area. Now it seems to be evident, that the Butkov-body has been affected by much more complex tectonics, than hitherto supposed. South-vergent flat overthrust of the Butkov-fold core is one of the most striking, but until recently

unknown structures. Normal slip faults with NW- and southern dip prove the presence of distensional stresses during tectogeny. The Butkov body itself is dissected by transversal fault system into several segments. Lúčkovská Valley fault zone caused right lateral slip movement 0,75 km in amplitude. Such a movements have been caused by Miocene stress which has lead to arching of Western Carpathians out of more-less continuous Alpine-Carpathian orogene front.

In our field works, detailed stratigraphical and lithological study has been stressed. Complete exposure of Lower Cretaceous sequence by a system of quarries and prospecting galleries, abundance of stratigraphically important and well preserved fossils gave us the chance to compare this locality with other national Lower Cretaceous key-sections in the European Alpides. Detailed lithological research in Jurassic and Lower Cretaceous sections enabled the characterization of individual lithostratigraphical units (five of them have been distinguished for the first time).

Tunežice Limestones are sandy crinoidal limestones and sandstones with silicified benthic fauna, representing Liassic to Lower Dogger strata.

The Czorsztyn Formation (30 m thick) represented by red nodular limestones is divided by greenish yellow silicite band into lower Callovian-Oxfordian and Upper Oxfordian-Tithonian members.

The Ladce Formation (30—35 m thick) consists of lower breccia member and of upper "sublithographic" micritical nannocone limestone member. Its age is Upper Berriasian to Lower Valanginian.

The Mraznica Formation (30—40 m) is formed by marly spotted micritical limestones with irregular marly intercalations. Its lower part contains several allodapic organodetrital limestone beds. M. Formation is late Valanginian in age.

The Kalište Formation (65—80 m): light greenish-gray limestones with "conture-cherts" are followed by brownish gray micritical

limestones. The age of both the members is lower Hauterivian to lower Barremian.

The Lúčkovská Formation (35 m thick) consists of two members. The lower, black "Barremites-marl" contains intercalations of gray spotted limestones. Overlying "belemnite limestone" comprises intercalations of intraformational breccia, belemnite rostra oriented by currents and nodules of black chert. The uppermost part of L. Formation are often deformed by submarine slumping. Age: late Lower Barremian to Lower Aptian (?).

The Podhorie Formation (65—75 m) starts with breccia layer, followed by bedded bituminous organodetrital limestones with dark-gray cherts. It represents slope deposits of prograding carbonate platform. Carbonate platform itself, represented by Lower Albian pale gray massive organogene limestones (40—45 m thick) was not characterized more in detail. They finish by a hard-ground surface covered by Mid-Albian deep water Butkov marls.

The detailed lithological characterization of individual lithostratigraphic members and horizons allowed more exact estimation of harmful admixture from the view-point of cement raw materials. SiO_2 in form of quartz, less frequently in chalcedony or opal is one of such agens. It is usually concentrated in turbidite rhythms of the Ladce- and Mraznica Formations, in cherty horizons of the Lúčkovská Formation and (predominantly) in the Podhorie Formation. Cherts of the Kalište Formation have high carbonate content, which makes them easily disintegrable by heating in cement production technological process. The cherts of individual formations differs mutually not only by morphology, but also genetically. Several facts indicate early diagenetic origin of chert nodules in the Kalište- and Lúčkovská Formations. On the other hand chert concretions in the Podhorie Formation and in allodapic rhythms of the Ladce- and Mraznica Formations were probably still growing during several stages of sediment compaction.