

# GEOLOGICKÉ PRÁCE



## ZPRÁVY 7

1956

SLOVENSKÁ AKADÉMIA VIED, BRATISLAVA



## Dosiaľ vydané zošity Geologických prác

(Do 13. zošitu rozobrané, ostatné zošity možno objednať v Geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave, Mlynská dolina.)

- Zošit 1. Výročná zpráva ŠGÚ za rok 1940.
- „ 2. K u t h a n : Ortuťové ložiská Slovenska (Gelnica, Dubník) I.
- „ 3. K o m á r e k : Podtatranské minerálne vody. I. Mofety a minerálne vody pri Slovenskej Vsi.
- „ 4. K u t h a n : Ortuťové ložiská Slovenska. II. (Merník.)
- „ 5. K o m á r e k : Podtatranské minerálne vody. II. Minerálne pramene pri Výbornej Toporci, Vyšných Ružbachoch, Forbasoch a Starom Smokovci.
- „ 6. Č e c h o v i č : Ložiská mangánových rúd Slovenska. Geológia a genéza mangánových ložísk.
- „ 7. K u t h a n : Ortuťové ložiská Slovenska. III. (Malachovo, Ban. Štiavnica, Kremnica, Vernár.)
- „ 8. A n d r u s o v : Výskyty prírodných živíc na Slovensku, I, II.
- „ 9. I v a n : Výskyty travertínov na Slovensku.
- „ 10. A n d r u s o v - K u t h a n : Vysvetlivky ku geol. mape Slovenska. List Žilina.
- „ 11. E f r e m o v : O chemickej konštitúcii niektorých hydrosilikátov.
- „ 12. E f r e m o v : Zákon rovnováhy hmôt a jeho význam pri nerastotvorných pochodoch.
- „ 13. A n d r u s o v : Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch.
- „ 14. M a h e ľ : Geológia strednej časti Strážovskej hornatiny.
- „ 15. L u k n i š : Poznámky ku geomorfológii beckovskej Brány a príľahlých území.
- „ 16. K a t y k - K u t h a n : Výročná zpráva ŠGÚ v Bratislave za r. 1941—1944. Výročná zpráva ŠGÚ v Bratislave za r. 1945.
- „ 17. Sborník pri príležitosti päťdesiatky prof. dr. D. Andrusova.
- „ 18. M a h e ľ : Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a Hornou Nitrou.
- „ 19. K a t y k : Stavebné hmoty ČSR, list Piešťany — Slovensko.
- „ 20. A n d r u s o v : Zpráva o výskume ložísk nerudných nerastných surovín na Slovensku do r. 1946 a v rokoch predošlých.
- „ 21. K a t y k : Stavebné hmoty ČSR, list Senec — Slovensko.
- „ 22. K a t y k : Stavebné hmoty ČSR, list Trnava — Slovensko.
- „ 23. S e n e š : Geologické štúdie terciéru juž. Slovenska.
- „ 24. A l l o i t e a u : Koraly eocénu od Bojnických kúpeľov na Slovensku.
- „ 25. A n d r u s o v : Skameneliny karpatských druhohôr. I. Rastliny a prvky.
- „ 26. Z o r k o v s k ý : Bázičné eruptíva v mezozoiku západného a stredného Slovenska.
- „ 27. M a h e ľ : Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu.
- „ 28. K o l b e n h a y e r : O prácach s Nörngaardovým gravimetrom TNK 379 v rokoch 1948—49.



# GEOLOGICKÉ PRÁCE

54



## ZPRÁVY 7

1956

SLOVENSKÁ AKADEMIA VIED, BRATISLAVA



18196



1678/1956

## OBSAH

|                                                                                                                                            |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| J. Kantor — G. Kupčo, Absolútny vek lepidolitov od Rožnej na Morave na základe metódy rádiogénneho stroncia . . . . .                      | 3   |
| J. Šalát, Nomenklatúra vulkanitov niektorých vulkanických pohorí Západných Karpát a Vihorlatu podľa Rittmanna . . . . .                    | 13  |
| M. Mahel', K stratigrafii Stratenskej hornatiny . . . . .                                                                                  | 25  |
| O. Fusán — M. Máška, K stratigrafii gotlandu (?) v gemeridách . . . . .                                                                    | 65  |
| J. Seneš, Poznámky ku geotektonickému a paleogeografickému vývoju neogénu východného Slovenska . . . . .                                   | 75  |
| J. Petržok, Pleistocenní měkkýši Šárovců nad Hronem, jejich okolí a doplňky k poznání pleistocenní malakofauny jižního Slovenska . . . . . | 89  |
| J. Jarkovský — G. Kupčo, Príspevok ku geochemii stopových prvkov, najmä vanádu . . . . .                                                   | 101 |
| L. Rozložník — J. Šalát, Zpráva o podrobnom geologickom mapovaní v okolí Hodrušských rybníkov západne od Banskej Štiavnice . . . . .       | 109 |
| M. Böhmér — J. Valach, Predbežná zpráva o výskume antimonitových ložísk v Dúbrave na severnom svahu Nízkych Tatier . . . . .               | 123 |
| Z. Pácal, Stručný nástin historie do'ování na zinkové a o'lovené rudy u Ardova . . . . .                                                   | 131 |
| S. Polák, Výskyt magnetitu na Železníku pri obci Trenčianske Jastrabie, okr. Bánovce n/Bebravou . . . . .                                  | 137 |
| J. Seneš, O produktivite uhoľnej panvičky pri obci Banské v okrese Vranov . . . . .                                                        | 145 |
| F. Čech, Zpráva o geologickom mapovaní na východnom Slovensku . . . . .                                                                    | 151 |
| O. Kodým st. — J. Dvořák — M. Bukovanská, Zpráva o geologickém výzkumu v okolí Tisovce na Slovensku . . . . .                              | 154 |
| G. Halahyiová - Andrusovová, O enargite v Dobšinej . . . . .                                                                               | 159 |
| R. Ševčík — J. Kantor, Aragonitová jaskyňa na Hrádku pri Jelšave . . . . .                                                                 | 161 |



JÁN KANTOR — GEJZA KUPČO

# ABSOLÚTNY VEK LEPIDOLITOV OD ROŽNEJ NA MORAVE NA ZÁKLADE METÓDY RÁDIOGÉNNEHO STRONCIA

(Ruské a nemecké resumé)

Oblasť západomoravského kryštalinika, predovšetkým tzv. *moldanubika*, sa už dávno stala známou svojimi početnými lokalitami pegmatitov. Ich mineralogickej pestrosti a prítomnosti mnohých zriedkavých minerálov v nich vďačíme za to, že sa ich štúdiu v minulosti i teraz venovalo mnoho mineralogických pracovníkov a že sa exponáty z nich nachádzajú vo všetkých väčších mineralogických zbierkach.

Ak odhliadneme od celého radu starších drobnejších prác, o prehĺbenie našich vedomostí o západomoravských pegmatitoch zaslúžil sa najmä J. Se kan in a (1932) svojím monograficky spracovaným dielom *Nerosty moravských pegmatitů*, ako aj početnými neskoršími článkami. Sľubne prebiehajúci ďalší výskum (K ru ť a, Sta n ě k, M i š k o v s k ý, Ch l u p á č e k, V o h l í d a l, K a l á š e k atď.) priniesol jednak rad nových lokalít pegmatitov, jednak rozšírenie ich paragenézy o niektoré veľmi vzácné minerály.

Doteraz sa v lýtých západomoravských pegmatitoch zistili tieto minerály: albit, almandín-spesartín, amblygonit, andaluzit, apatit, bavenit, bartrandit, beryl, biotit, columbit, cockeit, diopsid, dumortierit, fluorit, galenit, hematit, hambergit, herderit, kasiterit, kremeň, lepidolit, mikroklin, muskovit, ortoklas, petalit, pyrit, spodúmen, topas, turmalín, volframit a zirkón.

Na pripojenej tabuľke 1 sú uvedené jednotlivé lokality Li-pegmatitov s príslušnými paragenetickými asociáciami.

Už F. E. S u e s s odvodil geneticky západomoravské pegmatity od Třebíčsko-meziríčskeho plutónu. Aj Z a p l e t a l (1935), K a l á š e k, K r u ť a (1947) a iní zastávajú tento názor. Naproti tomu S t e j s k a l (1926) sa vyslovil za vyšší vek pegmatitov, ako je intrúzia Třebíčsko-meziríčskeho syenitu a borské pegmatity považuje za diferenciačný produkt staršieho granulitového magmatu.

Samé stratigrafické rozčlenenie *moldanubika*, a to nielen jeho sedimentárnych, ale aj eruptívnych členov, naráža na značné ťažkosti.

Vyplývajú na jednej strane z nedostatku skamenelín, na druhej z toho, že rozsiahly stredočeský plutón intrudoval medzi *moldanubikum* a dobre preskúmané algonkické a na základe paleontologických nálezov detailne rozčlenené paleozoické série českého masívu, takže bezprostredný styk barrandiénu s *moldanubikom* nie je nikde obnažený. Odzrkadľuje sa to najmä v nejednotnom a často protichodnom nazeraní na vek príslušných hornín *moldanubika*.



Tabuľka 1

|    |                                     | albit | almandin | spesartín | amblygonit | andaluzit | apatit | bavenit | bertrandit | beryl | biotit | columbit | cockeit | diopsid | dumortierit | fluorit | galenit | hematit | hambergit | herderit | kasiterit | kremeň | lepidolit | mikroklin | muskovit | ortoklas | petalit | pyrit | spodúmen | topas | turalín | volframit | zirkón |
|----|-------------------------------------|-------|----------|-----------|------------|-----------|--------|---------|------------|-------|--------|----------|---------|---------|-------------|---------|---------|---------|-----------|----------|-----------|--------|-----------|-----------|----------|----------|---------|-------|----------|-------|---------|-----------|--------|
| 1  | Biskupice pri Hrotoviciach          |       |          |           |            |           |        |         |            |       |        |          |         |         |             |         |         |         |           |          |           | ×      | ×         | ×         |          | ×        |         |       |          |       | ×       |           |        |
| 2  | Ctidružice pri Mor. Budějoviciach   | ×     | ×        | ×         |            | ×         |        |         | ×          | ×     | ×      | ×        |         |         |             |         |         |         | ×         |          | ×         | ×      | ×         |           |          | ×        |         |       |          |       | ×       |           |        |
| 3  | Dobrá Voda pri Val. Meziříčí        |       |          |           | ×          | ×         |        |         |            |       |        | ×        | ×       |         | ×           |         |         |         |           |          | ×         | ×      | ×         |           | ×        | ×        |         |       |          | ×     | ×       |           | ×      |
| 4  | Jeclov pri Jihlave                  | ×     | ×        | ×         |            |           |        | ×       |            | ×     |        | ×        |         |         |             |         |         |         |           |          | ×         | ×      | ×         |           | ×        | ×        | ×       |       | ×        | ×     | ×       |           |        |
| 5  | Jihlava                             | ×     |          |           | ×          | ×         |        |         |            |       | ×      |          |         |         |             |         |         |         |           |          |           | ×      | ×         |           |          |          |         |       |          |       | ×       |           |        |
| 6  | Komárovice, ob. Přiseka pri Jihlave | ×     | ×        |           |            | ×         |        |         |            | ×     |        | ×        |         |         |             |         |         |         |           |          | ×         | ×      | ×         |           | ×        |          |         |       |          |       | ×       |           |        |
| 7  | Pikarec pri Moravci                 | ×     | ×        |           |            |           |        |         |            |       |        |          |         |         | ×           |         |         |         |           |          |           | ×      | ×         |           |          | ×        |         |       |          |       | ×       |           |        |
| 8  | Puklice pri Jihlave                 | ×     | ×        | ×         |            | ×         |        |         |            | ×     | ×      | ×        |         |         |             | ×       |         |         |           |          | ×         | ×      | ×         |           | ×        | ×        |         |       |          | ×     | ×       | ×         |        |
| 9  | Ratkovice pri Hrotoviciach          |       |          |           |            |           |        |         |            |       | ×      | ×        |         |         | ×           |         |         |         |           |          |           | ×      | ×         |           | ×        | ×        |         |       |          |       | ×       |           |        |
| 10 | Rožná pri Bystřici nad Pernšt.      | ×     |          | ×         |            | ×         |        | ×       | ×          | ×     | ×      | ×        |         |         |             |         | ?       | ×       | ×         | ×        | ×         | ×      | ×         |           | ×        | ×        |         | ×     |          | ×     | ×       |           |        |
| 11 | Rychlov, ob. Kněžice pri Jihlave    |       | ×        |           |            | ×         |        |         |            |       |        |          |         |         |             |         |         |         |           |          |           | ×      | ×         |           | ×        |          |         |       |          |       | ×       |           |        |
| 12 | Stráže pri Rožnej                   | ×     | ×        |           |            | ×         |        |         |            |       | ×      |          |         |         |             |         |         |         |           |          | ×         | ×      | ×         |           |          | ×        |         |       |          |       | ×       |           |        |
| 13 | Telč pri Jihlave                    |       |          |           |            |           |        |         |            |       |        |          |         |         |             |         |         |         |           |          |           | ×      | ×         |           |          |          |         |       |          |       | ×       |           |        |
| 14 | Vrátěnín pri Jemnici                |       | ×        |           |            |           |        |         |            | ×     |        |          |         | ×       |             |         |         |         |           |          |           | ×      | ×         |           | ×        | ×        |         |       |          |       | ×       |           |        |
| 15 | Bradlo, ob. V. Beranov pri Jihlave  | ×     | ×        |           | ×          | ×         |        |         |            |       | ×      |          |         |         |             |         |         |         |           |          | ×         | ×      | ×         |           | ×        |          |         |       |          |       | ×       |           |        |



Obvyklá prítomnosť lepidolitu v západomoravských pegmatitoch môže poskytnúť určité stratigrafické údaje, ak ju využijeme na stanovenie absolútneho veku lepidolitov stronciovou metódou. Za tým účelom sme urobili niekoľko geochronologických meraní na materiáli z Li-pegmatitov od Rožnej, ktoré vzhľadom na nepochybnú genetickú jednotnosť všetkých tunajších Li-pegmatitov možno aplikovať i na ostatné lokality.

Pretože sa u nás zatiaľ nepoužila pre absolútne vekové merania metóda rádiogénneho stroncia, ktoré vzniklo rozpadom rubídia, podám v ďalšom jej stručnú charakteristiku.

Hoci pri rubídiu je známy celý rad izotopov s masovými číslami 81—94 a 97, ktoré možno získať najmä rôznymi nukleárnymi reakciami, rubídium prirodzených zlúčenín pozostáva naproti tomu iba z dvoch izotopov, a to z  $\text{Rb}^{85}$  a  $\text{Rb}^{87}$ .

$\beta$ -aktivitu rubídia, ktorú objavil Thomson (1906) už roku 1905, podmieňuje pritom v prirodzených zlúčeninách Rb výlučne prítomnosť  $\text{Rb}^{87}$ , ako to dokázali Hemmendinger a Smith v roku 1937 a neskôr potvrdili Hahn a Walling (1938). Uvoľňovaním  $\beta$ -častíc mení sa  $\text{Rb}^{87}$  v  $\text{Sr}^{87}$ , ktoré predstavuje stabilný izotop stroncia.  $\text{Rb}^{87} \rightarrow \text{Sr}^{87} + \beta$ . Táto premena prebieha veľmi pomaly.

Rádioaktívnu konštantu stanovili Hahn a Rothenbach (1919) na  $9,2 \times 10^{-12}$  rokov $^{-1}$  a Mühlhof v roku 1930 na  $6,0 \times 10^{-12}$  rokov $^{-1}$ . Novšie nepriame stanovenie, kde sa bral za základ absolútny vek pegmatitov určený z rozpadu uránových minerálov, urobili Strassmann a Walling (1938). Uvedení autori dospeli k hodnote  $1,11 \times 10^{-11}$  rokov $^{-1}$  pre  $\lambda$ , čo zodpovedá dobe polorozpadu  $T = 6,3 \times 10^{10}$  rokov. Túto hodnotu rádioaktívnej konštanty pre  $\text{Rb}^{87}$  používal aj Ahrens pri svojich vyhodnoteniach veku niektorých lepidolitov, ktorú neskôr zamenil za Ecklundovu hodnotu. Ecklund (1946) stanovil dobu polorozpadu  $\text{Rb}^{87}$  na  $5,81 \times 10^{10}$  rokov, čo sa v podstate dobre zhoduje so Strassmannovými a Wallingovými údajmi.

Haxel a Houtermans stanovili v roku 1948  $t/2$  na  $6,9 \times 10^{10}$  rokov, Haxel, Houtermans a Kemmerich v roku 1948 na  $6,0 \pm 0,6 \times 10^{10}$  rokov a Kemmerich v roku 1949 na  $6,0 \times 10^{10}$  rokov. Novšie výskumy Currana, Dixona a Wilsona z roku 1951 priniesli pre  $t/2$  hodnotu  $6,15 \pm 0,3 \times 10^{10}$  rokov a  $\lambda = 1,18 \times 10^{-11}$  rokov $^{-1}$ . McGregor a Wiedenbeck dospeli v roku 1952 k hodnote  $1,09 \times 10^{-11}$  rokov $^{-1}$  pre  $\lambda$ . Najnovší údaj pre periódu polorozpadu  $\text{Rb}^{87}$  pochádza od Lewisa (1952), ktorý stanovil  $t/2$  na  $5,90 \pm 0,3 \times 10^{10}$  rokov.

Príslušné hodnoty rádioaktívneho rozpadu  $\text{Rb}^{87}$  sú na pripojenej tabuľke 2: vedľa  $\lambda$  je uvedená aj perióda polorozpadu, ktoré na základe všeobecného vzorca pre rádioaktívny rozpad súvisia:

$$\ln 1/2 = -\lambda \cdot t/2 \quad t/2 = \frac{\ln 2}{\lambda} = \frac{0,69315}{\lambda}$$

Z uvedených výskumov vyplýva, že pomerné kvantitatívne zastúpenie izotopov  $\text{Rb}^{87}$  a  $\text{Sr}^{87}$  v mineráloch je vhodnou bázou pre vypracovanie *stronciovej metódy* na určovanie absolútneho geologického veku príslušných minerálov (hornín), a to v dôsledku vysokej hodnoty  $t/2$  predovšetkým pre geologicky staré útvary. Už Hahn a Walling (1938) upozornili na vhodnosť metódy  $\text{Sr}^{87}/\text{Rb}^{87}$  pre tieto účely.



Tabuľka 2

|                                       | $\lambda$                               | $t/2$                                    |
|---------------------------------------|-----------------------------------------|------------------------------------------|
| 1. Hahn, Rothenbach, 1919             | $9,2 \times 10^{-12} \text{ r.}^{-1}$   | $7,5 \times 10^{10} \text{ r.}$          |
| 2. Mühlhof, 1930                      | $6,0 \times 10^{-12} \text{ r.}^{-1}$   | $11,6 \times 10^{10} \text{ r.}$         |
| 3. Strassmann, Walling, 1938          | $1,11 \times 10^{-11} \text{ r.}^{-1}$  | $6,3 \times 10^{10} \text{ r.}$          |
| 4. Ecklund, 1946                      | $1,195 \times 10^{-11} \text{ r.}^{-1}$ | $5,81 \times 10^{10} \text{ r.}$         |
| 5. Haxel, Houtermans, 1948            |                                         | $6,9 \times 10^{10} \text{ r.}$          |
| 6. Haxel, Houtermans, Kemmerich, 1948 | $1,155 \times 10^{-11} \text{ r.}^{-1}$ | $6,0 \pm 0,6 \times 10^{10} \text{ r.}$  |
| 7. Kemmerich, 1949                    |                                         | $6,0 \times 10^{10} \text{ r.}$          |
| 8. Curran, Dixon, Wilson, 1951        | $1,18 \times 10^{-11} \text{ r.}^{-1}$  | $6,15 \pm 0,3 \times 10^{10} \text{ r.}$ |
| 9. Mc Gregor, Wiedenbeck, 1952        | $1,09 \times 10^{-11} \text{ r.}^{-1}$  |                                          |
| 10. Lewis, 1952                       |                                         | $5,90 \pm 0,3 \times 10^{10} \text{ r.}$ |

Avšak až Ahrens venoval náležitú pozornosť geochémii  $\text{Sr}^{87}$  (Ahrens 1948) a praktickému použitiu stronciovej metódy pre geologickú chronológiu (Ahrens 1949). Na základe tohto pomeru vypracoval spektrografickú metódu na rýchle stanovenie vzájomného pomeru  $\text{Sr}/\text{Rb}$  v lepidolitoch a priame grafické vyhodnotenie ich absolútneho veku.

Stronciová metóda stáva sa pri kvantitatívnom izotopickom stanovení tak  $\text{Rb}^{87}$ , ako aj  $\text{Sr}^{87}$  veľmi vhodnou pomôckou pri geochronologických výskumoch.

Kvantitatívne stanovenie izotopov  $\text{Rb}$  a  $\text{Sr}$  je však požiadavkou, ktorú t. č. u nás výskumný ústav geologicko-mineralogického smeru nemôže bežne splniť. Táto skutočnosť bráni zatiaľ širšej aplikácii tak stronciovej metódy, ako aj metód  $\text{AcD}/\text{RaG}$ ,  $\text{RaG}/\text{U}$  a  $\text{AcD}/\text{U}$  atď. a obmedzuje možnosti stanovenia absolútnych geologických vekov na prípady, v ktorých kvantitatívne izotopické analýzy nie sú nevyhnutným predpokladom.

Pri použití stronciovej metódy nie je vždy nevyhnutný izotopický výskum rubídia, pretože zastúpenie  $\text{Rb}^{85}$  a  $\text{Rb}^{87}$  v prirodzenom rubídiu bolo detailne a pomerne jednoznačne určené. Sú to staršie Astonove práce. Brewer (1938) stanovil 72,2 %  $\text{Rb}^{85}$  a 27,8 %  $\text{Rb}^{87}$  v prirodzenom  $\text{Rb}$  a Nier (1950) výsledok potvrdil. K prakticky rovnakým hodnotám dospeli aj Herzog, Aldrich, Holyk a Whiting (1953), a to  $\text{Rb}^{85} = 72,15$  a  $\text{Rb}^{87} = 27,85$  %. Preto pri  $\text{Rb}$  stačí niektorá z bežných chemických, prípadne fyzikálno-chemických analytických metód a 27,85 % z celkového rubídia nám predstavuje množstvo prítomného  $\beta$ -aktívneho izotopu  $\text{Rb}^{87}$ .

Zo štyroch izotopov prirodzeného stroncia je  $\text{Sr}^{88}$  zastúpené priemerne 82,52 %,  $\text{Sr}^{87}$  7,03 %,  $\text{Sr}^{86}$  9,87 % a  $\text{Sr}^{84}$  0,58 % (Herzog, Aldrich,



Holyk a Whiting 1953, Davis a Aldrich 1953). Ahrens (1948) udáva 82,6 %  $\text{Sr}^{88}$ , 7,0 %  $\text{Sr}^{87}$ , 9,9 %  $\text{Sr}^{86}$  a 0,6 %  $\text{Sr}^{84}$ .

Presné masovo-spektrografické určenie podielov rádiogénneho stroncia je eminentne dôležité takmer vo všetkých prípadoch, keď sa má stronciovou metódou dosiahnuť príslušná spoľahlivosť geochronologického datovania.

Pri lepidolitoch možno však datovať i bez izotopických rozborov, pretože sú tu pomery mimoriadne priaznivé, ako na to poukázal Ahrens (l. c.). Sú to predovšetkým vysoké koncentrácie rubídia a v dôsledku toho — ak ide o dostatočne starý lepidolit — i pomerne vysoké obsahy rádiogénneho stroncia. Veľmi závažnou je ďalej tá skutočnosť, že stroncium býva v lepidolitoch zastúpené takmer výlučne svojím rádiogénnym izotopom  $\text{Sr}^{87}$ , ku ktorému sa obyčajne pridružuje len malé percento obyčajného Sr. Mat-ta-uch (1947) našiel v štyroch lepidolitoch obsahy rádiogénneho stroncia medzi 97,4—99,7 % a Brewer (1937) v troch lepidolitoch a v jednom cinvaldite výlučne tento izotop. Túto skutočnosť využili Hahn, Strassmann a Walling (1937) na získanie vážiteľných množstiev čistého izotopu  $\text{Sr}^{87}$ .

Tieto mimoriadne vhodné pomery vo vzájomných vzťahoch medzi stronciom a rubidiom podmieňuje rozdielnosť v celkovej geochemickej migrácii oboch prvkov počas vlastnej i zvyškovej kryštalizácie. Pri lepidolite sú ešte zdôraznené vlastným chemizmom.

Lepidolit tvoria predovšetkým prvky Li, F, K, Al, Si, O s malými podielmi Na, Mg, Fe. Príslušné polomery iónov sú pri  $\text{Li}^I$  — 0,78 Å,  $\text{F}^I$  — 1,33 Å,  $\text{K}^I$  — 1,33 Å,  $\text{Al}^{III}$  — 0,57 Å,  $\text{Si}^{IV}$  — 0,39 Å,  $\text{Na}^I$  — 0,98 Å,  $\text{Mg}^{III}$  — 0,78 Å,  $\text{Fe}^{II}$  — 0,83 Å a  $\text{Fe}^{III}$  — 0,67 Å, ktoré vzhľadom na svoje rozmery a povahu nemôžu byť v mriežke lepidolitu primárne izomorfne zastúpené  $\text{Sr}^{II}$  s polomerom iónu 1,27 Å. Naproti tomu  $\text{Rb}^I$  (1,49 Å) nachádza v draslíku vhodného sprostredkovateľa pre vstupovanie do štruktúrnej mriežky lepidolitu. Samé Sr po vzniku z  $\text{Rb}^{87}$  môže v mriežke zaujať miesto Rb-iónu vzhľadom na podobný polomer iónu draslíka.

Rozpad  $\text{Rb}^{87}$  prebieha podľa všeobecného vzorca rádioaktívneho rozpadu:

$$N = N_0 \cdot e^{-\lambda \cdot t},$$

kde  $N_0$  = pôvodný počet atómov rádioaktívneho prvku,

$\lambda$  = konštanta rádioaktívneho rozpadu príslušného prvku,

$e$  = základ prirodzených logaritmov,

$N$  = počet nepremených atómov rádioaktívneho prvku po uplynutí doby  $t$ .

Pretože lepidolity obsahujú značné množstvo Rb a len nepatrná jeho časť sa mení i cez dlhé geologické obdobia na stroncium, môže sa tento vzorec upraviť na:

$$\begin{aligned} N &= N_0 - \lambda \cdot t \cdot N, \\ N_0 - N &= \lambda \cdot t \cdot N, \end{aligned}$$

kde  $N_0 - N$  je počet atómov Rb, ktoré sa za dobu  $t$  premenia, takže počet atómov Rb sa rovná počtu vzniknutých atómov rádiogénneho stroncia. Teda



$$\% \text{ Sr}^{87} = \% \text{ Rb}^{87} \cdot \lambda \cdot t,$$

$$t = \frac{\% \text{ Sr}^{87}}{\% \text{ Rb}^{87}} \cdot \frac{1}{\lambda}$$

pri dosadení Ecklundovej hodnoty za  $\lambda$  ( $1,195 \times 10^{-11}$  rokov<sup>-1</sup>)

$$t = \frac{\% \text{ Sr}^{87}}{\% \text{ Rb}^{87}} \cdot 8,37 \cdot 10^{10}.$$

Pri vyhodnocovaní našich analýz sme použili túto hodnotu, aby bolo možné porovnať obdržané výsledky s Ahrensovými hodnotami.

Metóda na stanovenie absolútneho veku lepidolitov, ktorú vypracoval Ahrens (1949), nevychádza z absolútnych množstiev izotopov Rb<sup>87</sup> a Sr<sup>87</sup>, ale zo vzájomného pomeru intenzity ich spektrálnych línií. Po rozsiahlych pokusoch vybral ako najvhodnejšie pre tento účel čiary Sr 4077 a Rb 4202.

Vzájomný pomer intenzít týchto línií bol stanovený najprv na syntetickom štandarde. Potom sa použili získané hodnoty na zostrojenie pracovného grafu, v ktorom na osi úsečiek boli nanesené logaritmické hodnoty absolútneho veku a na osi poradníc pomery intenzít  $\frac{\text{Sr } 4077}{\text{Rb } 4202}$ .

Bodom, ktorý zodpovedá priemernej hodnote pomeru intenzít uvedených línií syntetického štandardu, ako aj teoretickému veku štandardu podľa dodaných množstiev Sr a Rb, vedie priamka o spáde 1.

Hodnotám pomerov  $\frac{I \text{ Sr } 4077}{I \text{ Rb } 4202}$  rôznych lepidolitov nameraným na tejto čiare zodpovedajú potom v grafe na osi úsečiek príslušné absolútne hodnoty vekov.

Obsahy rádiogénneho stroncia pri paleozoických lepidolitoch sa pohybujú obvykle pre vysokú hodnotu periódy polorozpadu Rb<sup>87</sup> v medziach niekoľko málo tisícín percenta. Táto skutočnosť si vyžaduje na jednej strane veľmi starostlivú kvantitatívnu spektrálnu analýzu, na druhej strane kladie vysoké požiadavky i na preparáciu analyzovaného materiálu. Z minerálov, ktoré sprevádzajú lepidolit, sú mimoriadne nebezpečné najmä karbonáty a živce, ktorých prítomnosť v lepidolite v množstvách okolo 1 % môže podstatne ovplyvniť výsledky geochronologických meraní. Takýmto nerádiogénnym stronciom kontaminované vzorky lepidolitov vykazujú vyšší absolútny vek. Pri izotopickom rozboře Sr možno priamo stanoviť obsahy rádiogénneho stroncia, kým spektrálnou analýzou možno zistiť iba sumárne (rádiogénne i nerádiogénne) Sr. Preto spektrálne analýzy pri stronciovej metóde sú prípustné všade tam, kde analyzovaný minerál sa vyznačuje iba prítomnosťou stroncia, ktoré vzniklo rozpadom Rb<sup>87</sup>, ako to býva práve pri lepidolitoch, a nie je kontaminovaný „obyčajným“ stronciom.

Pri vzorkách z Rožnej sme sa snažili obísť starostlivou separáciou možné znečistenie lepidolitov živcami, prípadne karbonátmi. Vzorky sme najprv rozdrvili na drobné kúsky, pozostávajúce zo zhlukov lepidolitových šupiniek. Tieto sa valcováním pod achátovou tyčinkou postupne uvoľňovali a prúdom vody na sitách zbavovali jednak malých šupiniek lepidolitu, jednak drobných prachovitých častíc iných minerálov. Takto pripravené väčšie šupinky sme nakrátko ponorili do HCl a lúčavky, dobre premyli destilovanou vodou a mikroskopicky prekontrolovali na prímеси.



## Absolútny vek rožnovských lepidolitov na základe pomeru intenzít spektrálnych línií

Lepidolit sme prečistili naznačeným spôsobom a v platinovom tégliku sme ho trikrát odkúrili pomocou HF, ktorej odparok sme predtým s negatívnym výsledkom spektrálne analyzovali na Sr. Fluoridy, ktoré sme dostali rozložením lepidolitu, podrobili sme spektrálnemu rozboru na veľkom Hilgerovom kremennom spektrografe a čiary sme odstupňovali podľa intenzity dvojstupňovým filtrom.

V oboch stupňoch sme merali hustotu čiar i pozadia vedľa týchto čiar. Hustoty boli potom pomocou charakteristickej krivky transformované na intenzity. Po odpočítaní pozadia sme získali pomer intenzít  $\frac{I \text{ Sr } 4077}{I \text{ Rb } 4202}$ , ktorého priemer z 3 stanovení je 0,06, čo na Ahrensovom grafe zodpovedá absolútnemu veku

$$\text{ca } 450-460 \times 10^6 \text{ rokov.}$$

## Absolútny vek na základe kvantitatívnych spektrálnych analýz

Pri kvantitatívnej spektrálnej analýze lepidolitu z Rožnej sme stanovili tieto obsahy:

$$\text{Sr} = 0,0024 \% \quad \text{Rb} = 1,520 \%$$

Z tohto celkového rubídia pripadá na základe prác Brewera (1938) a Herzoga, Aldricha, Holyka a Whitinga (1953) na  $\text{Rb}^{85}$  1,097 % a na rádioaktívny izotop  $\text{Rb}^{87}$  0,423 %. Ak predpokladáme v súlade s Brewerovými a Mattauchovými prácami o izotopickom zložení Sr z lepidolitov, že všetko spektrálne zistené stroncium je rádiogénneho pôvodu, potom pri použití rádioaktívnej konštanty  $\lambda = 1,195 \times 10^{-11} \text{ rokov}^{-1}$ , ktorú stanovil pre  $\text{Rb}^{87}$  Ecklund, je absolútny vek lepidolitu

$$t = \frac{0,0024}{0,423} \cdot 8,37 \cdot 10^{10} \text{ rokov} = 475 \text{ miliónov rokov.}$$

Absolútny vek lepidolitu opierajúci sa o  $\lambda$ , ktorú udáva Ecklund, sa len nepatrne zmení, ak dosadíme do výpočtu najnovšiu hodnotu periódy polorozpadu  $\text{Rb}^{87}$ , ktorú stanovil Lewis (1952).

Hodnoty absolútneho veku rožnovských lepidolitov, ktoré sme získali dvoma odchylnými metódami, sú si veľmi blízke. Výsledky sú ovplyvňované najmä týmito faktormi: predpokladom o výlučnom zastúpení  $\text{Sr}^{87}$  v lepidolite, nepatrným množstvom Sr, presnosťou spektrografických metód za daných podmienok vôbec a nerovnomerným buđením spektrálnych čiar najmä v prvom prípade.

I keď sme práce, ktoré sú zamerané na zistenie presnosti nami používaných metód, museli dočasne z technických príčin prerušiť, predpokladáme, že výsledky sú správne v limite  $\pm 10-15 \%$ .

K celkovému geochronologickému zhodnoteniu moravských lepidolitov sa vrátíme po skončení týchto výskumov.

10. I. 1956

Geologický ústav Dionýza Štúra,  
Bratislava



- Ahrens L. H., 1948: The geochemistry of radiogenic strontium. The Min. Mag. and Journ. of the Min. Soc. XXVIII, 200, London.
- Ahrens L. H., 1949: Measuring geological time by the strontium method. Bull. Geol. Soc. Am. 60, Baltimore.
- Brewer A. K., 1938: Isotopic abundance and atomic weight of rubidium. Journ. Amer. Chem. Soc. 60.
- Curran S. C., Dixon D., Wilson H. W., 1952: The natural radioactivity of rubidium. Phil. Mag. 43 (1952), vytačený tiež v Phys. Rev. 84, 1951.
- Doelter, Leitmeier, 1917: Handbuch der Mineralchemie II, 2. Dresden—Leipzig.
- Ecklund S., 1946: Studies in nuclear physics. Excitation by means of X-rays. Activity of  $\text{Rb}^{87}$ . Arkiv. Mat. Astron. Fyzik. A 33, 14.
- Mc Gregor M. H., Wiedenbeck M. L., 1952: The decay of rubidium<sup>87</sup>. Phys. Rev. 86.
- Hahn O., Mattauch J., Ewald J., 1943: Geologische Altersbestimmung mit der Strontiummethode. Chem. Ztg. 67, 5—6.
- Hahn O., Rothenbach M., 1919: Über die Radioaktivität des Rubidiums. Phys. Z. 20.
- Hahn O., Strassman F., Walling E., 1937: Herstellung wägbarer Mengen Strontiumisotops 87 als Umwandlungsprodukt des Rubidiums aus einem kanadischen Glimmer. Naturwissenschaften 25.
- Hahn O., Walling E., 1938: Über die Möglichkeit geologischer Altersbestimmungen rubidiumhaltiger Mineralen und Gesteine. Zeit. Anorg. Allgem. Chem. 236.
- Hemmendinger A., Smythe W. R., 1937: The radioactive isotope of rubidium. Phys. Rev. 51.
- Herzog L. F., Aldrich L. T., Whiting F. B., Holyk W. K., Ahrens L. H., 1953: Variations in strontium isotope abundances in minerals. Pt. 2., Radiogenic  $\text{Sr}^{87}$  in biotit feldspar and celestite. Trans. Am. Geophys. Union 34.
- Kalášek J., Kruťa T., 1947: Nerosty z lithného pegmatitu od Čtidružic u Mor. Budějovic. Čas. Zem. musea v Brně, XXXI, 1947.
- Kettner R., 1921: Mineralogický výlet na Rožnov. Věda přír. II. Praha.
- Lewis G. M., 1952: The natural radioactivity of rubidium. Philos. Mag. 43.
- Mohr H., 1934: Das Lepidolithvorkommen Rožná in Mähren als Lithiumerz-Lagerstätte. Berg. und Hüttenm. Jahrb. Leoben, 82.
- Mühlhoff W., 1930. Aktivität von Kalium und Rubidium gemessen mit dem Elektronen-zählrohr. Ann. Phys. 7.
- Nier A. O. C., 1950: A redetermination of the relative abundances of the isotopes of neon, krypton, rubidium, xenon and mercury. Phys. Rev. 77.
- Noll W., 1933/34: Geochemie des Strontiums. Mit Bemerkungen zur Geochemie des Bariums. Chemie d. Erde, VIII. Jena.
- Sekanina J., 1932, Nerosty moravských pegmatitů. Čas. Mor. zem. musea 26.
- Sekanina J., 1950: Amblygonit a herderit z Rožné. Práce Moravskosl. akad. věd. přírod. 6.
- Sekanina J., 1947: Bertrandit od Rožné. Sbor. klubu přírodověd. v Brně za r. 1947, 28.
- Sekanina J., Vysloužil J., 1929: Nové zprávy o lepidolitu od Rožné. Acta Soc. Scient. Natural. Moravicae, V, 2, 43.
- Stejskal J., 1925: Geologické poměry v oblasti mezi Bory a Vel. Meziříčím. Práce Mor. přírod. spol. II, 9.
- Stejskal J., 1926: Západomoravské granuly. Příroda.
- Strassman F., Walling E., 1938: Die Abscheidung des reinen Strontiumisotops<sup>87</sup> aus einen alten rubidiumhaltigen Lepidolith und die Halbwertszeit des Rubidiums. Ber. Deut. Chem. Ges. 71, ser. B.
- Thomson J. J., 1905: Emission of negative corpuscles by alkali metals. Phil. Mag. (6) 10.
- Weber A., 1949: Kolumbit ze záp. Moravy. Vlastivěd. věstník mor. 1949, IV, 4.
- Zapletal K., 1935: Předkambrický, kaledonský, variský a alpský orogén na Moravě a okolí. Příroda XXVIII, Brno.



# АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ ЛЕПИДОЛИТОВ ПРИ СЕЛ. РОЖНА В МОРАВИИ НА ОСНОВАНИИ МЕТОДА РАДИОГЕННОГО СТРОНЦИЯ

Молданубицкие кристаллические породы западной Моравии характерны многими местонахождениями пегматитов. Они часто содержат лепидолит, около которого встречаются и другие редкостные минералы. Парагенезисы единичных местонахождений Ли-пегматитов представлены на табл. 1 стр. 4 словацкого текста.

Поскольку мнения о стратиграфическом зачленении молданубических серий до сего времени разноречивы, а часто и совсем противоположны, нами были применены радиоактивные методы определения абсолютного возраста здешних лепидолитов. Образцы лепидолитов взятые при сел. Рожна были нами внимательно сепарированы и микроскопически проконтролированы на чистоту.

Абсолютный возраст определялся двумя способами:

1. Методом относительных интенсивностей спектральных черт

$$\frac{I \text{ Sr } 4077,}{I \text{ Rb } 4202}$$

разработанных Аренсом (Arens 1949).

2. Прямым количественным спектральным анализом лепидолита.

Первым методом была средняя интенсивности спектральных черт  $\frac{\text{Sr } 4077}{\text{Rb } 4202}$

после отсчета фона определена по трем измерениям на 0,06, что соответствует по графике Аренса возрасту около  $450-460 \times 10^6$  лет.

При количественном анализе дал лепидолит следующие содержания:

$$\text{Sr} = 0,0024 \%$$

$$\text{Rb} = 1,520 \%$$

Если предполагаем, что весь Sr представлен лишь радиогенным изотопом  $\text{Sr}^{87}$  а из всего Rb приходится в смысле работ Бревера (1938), Герцог, Альдрих, Голик Вайтинга (1953) 0,423% на изотоп  $\text{Rb}^{87}$ , потом используя величину Эклунда для  $(1,95 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1})$

$$\text{абсолютный возраст лепидолита } t = \frac{0,0024}{0,423} \cdot 8,37 \cdot 10^{10} \text{ лет} = 475 \cdot 10^6 \text{ лет.}$$

Введением новой константы радиоактивного распада (Луи и с 1952) величина абсолютного возраста меняется только незначительно.

Абсолютный возраст определенный обоими методами хорошо согласован в пределах экспериментальных ошибок. Указано на по-альфонкический и доварийский возраст лепидолитов.

10. I. 1956

Геологический институт им. Д. Штура,  
Братислава



ÜBER DAS ABSOLUTE ALTER DER LEPIDOLITHE VON ROŽNÁ IN MÄHREN  
AUF GRUND DER STRONTIUMMETHODE

Das moldanubische Kristallinikum Westmährens ist durch zahlreiche Pegmatitlokalitäten bekannt. Häufig kommt in ihnen — ausser einer Reihe anderer seltener Mineralen — Lepidolith vor. Die Tafel im slowakischen Texte gibt eine Übersicht über die Paragenesen Lithiumhaltiger Pegmatite.

Da die Ansichten über die Stratigraphie des Moldanubikums bisher sehr uneinheitlich und oft völlig widersprechend sind, benützten wir den radioaktiven Zerfall des  $\text{Rb}^{87}$  in  $\text{Sr}^{87}$  zur absoluten Alterbestimmung der Lepidolithe. Die Proben wurden sorgfältig separiert und mikroskopisch auf Reinheit geprüft.

Das absolute Alter wurde auf zweierlei Weise bestimmt:

1. durch die Methode der Intensitätsverhältnisse  $\frac{I \text{ Sr } 4077}{I \text{ Rb } 4202}$  von Spektrallinien, die durch Ahrens (1949) ausgearbeitet wurde;

2. durch direkte quantitative Spektralanalyse der Lepidolithe.

Bei der ersten Methode erwies sich das Verhältnis der Intensitäten als 0,06 (Mittel aus drei Messungen), was auf Ahrens Diagram einem absoluten Alter von cca  $450-460 \times 10^6$  Jahren entspricht.

Bei der quantitativen Spektralanalyse wurden im Lepidolith 1,520 % Rb und 0,0024 % Sr festgestellt.

Wenn wir voraussetzen, dass alles Sr nur durch den radiogenen Isotop  $\text{Sr}^{87}$  vertreten ist und vom Rb im Einklang mit den Arbeiten von Brewer (1938), Herzog, Aldrich, Holyk, Whiting (1953) 0,423 % auf das Isotop  $\text{Rb}^{87}$  zufällt, dann ergibt sich bei der Benützung des Ecklund'schen Wertes für  $\lambda$  ( $1,195 \times 10^{-11}$  Jahre $^{-1}$ ) ein absolutes Alter:

$$t = \frac{0,0024}{0,423} \cdot 8,37 \cdot 10^{10} = 475 \cdot 10^6 \text{ Jahre.}$$

Durch die Einführung der neuesten Konstante für den radioaktiven Zerfall von  $\text{Rb}^{87}$  (Lewis 1952), ändert sich dieser Wert nur wenig.

Die Werte für das absolute Alter stimmen in den Grenzen der Experimentationsfehler (cca 10–15 %) überein und deuten auf nachalgonkisches und vorvaristisches Alter der Lepidolithe hin.

10. I. 1956

Geologische Anstalt D. Štúr's,  
Bratislava



JÁN ŠALÁT

# NOMENKLATÚRA VULKANITOV NIEKTORÝCH VULKANICKÝCH POHORÍ ZÁPADNÝCH KARPÁT A VIHORLATU PODĽA RITTMANNA

*(Ruské a nemecké resumé)*

**O b s a h.** Pri štúdiu vulkanických hornín je dôležitou otázkou okrem problémov vulkanologických a petrochemických aj ich klasifikácia a nomenklatúra. Z tohto dôvodu predkladám na prediskutovanie nomenklatúru vulkanických hornín navrhovanú A. Rittmannom (1952) pre používanie v katalógu vulkánov. Podľa Rittmanna prepočítali sme asi 150 chemických analýz vulkanitov z Prešovsko-tokajského pohoria, Vihorlatsko-gutinského pohoria, Pohronského Inovca (z okolia Novej Bane), Štiavnického pohoria, klenovského Vepora a z okolia Tisovca a na základe ich výsledkov sme určili názvy vulkanických hornín. Tieto výsledky sú zhrnuté v priložených tabuľkách 1—5.

V posledných rokoch sa venuje veľká pozornosť výskumu vulkanických oblastí v Slovenskom stredohorí, v Prešovsko-tokajskom pohorí a vo Vihorlatskom. Pri štúdiu vulkanitov je dôležitou otázkou okrem problémov vulkanologických a petrochemických aj ich klasifikácia a nomenklatúra. Ťažkosťami sú v tom, že rôzne druhy vulkanických hornín sú medzi sebou spojené prechodmi v najrozličnejších smeroch. Zatiaľ však nie je medzinárodne uznané žiadne jednotné stanovisko rozlíšenia prechodných typov vulkanických hornín. Obyčajne sa to robí buď podľa farebného indexu, alebo podľa obsahu anortitu v plagioklasoch.

V podstate sú dva spôsoby klasifikácie vyvrelých hornín, a to podľa mineralogického zloženia a podľa chemického zloženia.

Pri kvantitatívnej mineralogickej klasifikácii možno priamo určiť iba holokryštalické horniny, ktorých jednotlivé kryštáliky sú také veľké, že ich možno určiť v mikroskope. Chemické analýzy sú nevyhnutné na určenie vulkanických hornín s obsahom skla alebo mikrokryštalickej základnej hmoty. Prítomnosť samých fenokrystov plagioklasov alebo tmavých súčiastok veľmi často skresľuje názor na skutočné zloženie horniny, pretože v nevykryštalovanej základnej hmote (s obsahom skla, produktov odskelenia alebo rozkladu) môžu byť skryté systematicky najdôležitejšie minerály. V takomto prípade môže sa vytvoriť správny názor na zloženie horniny iba chemickou analýzou čerstvých hornín.

Zanedbanie tohto faktu často spôsobuje nezrovnalosti medzi menom horniny a jej skutočným zložením. Tak napr. mnoho dacitov alebo ryodacitov nazývame andezitmi, pretože obsah kremeňa a sanidínu v nich je skrytý v základnej hmote, a preto sme ho nebrali do úvahy. To je tiež príčinou toho, že priemerné zloženie andezitov je kyslejšie ako zloženie dioritov, ktoré sú im zodpovedajúce intruzíva. Podobne je to aj medzi andezitmi a čadičmi. Ak sú známe iba fenokrysty a nie chemické analýzy horniny alebo chemické analýzy horniny z jej blízkosti, ktorá pochádza z toho istého magmatického krbu, je zrejme, že presné určenie mena



horniny je nemožné. Podľa Niggliho návrhu (1931) takúto horninu treba pomenovať s predponou „feno“, čo znamená, že pomenovanie sa zakladá jedine na základe skúmania fenokrystov. Termín „fenoandezit“ zodpovedá potom vulkanickej hornine s veľkým obsahom fenokrystov plagioklasu a s menším množstvom fenokrystov tmavých minerálov v mikroskopicky neurčiteľnej základnej hmote, ktorá môže obsahovať dostatočné množstvo kremeňa alebo aj sanidínu a vytvára takto v skutočnosti horninu dacit alebo ryodacit. Väčšina vulkanických hornín, ktoré autori nazývajú andezitom, je v skutočnosti dacitom.

V snahe vyhnúť sa dvojzmyslom, nedostatočným výrazom a zmätku v nomenklatúre vulkanických hornín A. Rittmann (1952) navrhol novú nomenklatúru pre používanie v katalógu vulkánov, ako aj kľúč pre určovanie vulkanických hornín.

Rittmann vychádza zo skúseností, že geológovia a geografovia obyčajne nemajú sympatie pre petrografickú nomenklatúru, ktorá je zatažená veľkým množstvom miestnych mien. Preto sa snaží používať iba veľmi známe klasické výrazy, ako napr. ryolit, trachyt, dacit, andezit, čadič, fonolit, tefrit, bazanit, leucitit, nefelinit a ich kombinácie, ako napr. ryodacit, trachyt-andezit, alebo adjektívne formy pre označenie prechodných typov, napr. fonolitický tefrit, tefritický fonolit, fonolitický nefelinit, tefritický leucitit atď. Pre prechodné typy medzi trachytom a trachyt-andezitom používa špeciálny výraz latit a pre labrador-dacit a bytownit používa veľmi známy výraz bandait.

Rittmann sa pri tejto klasifikácii nezaobrá veľmi detailmi. Snaží sa o to, aby sa navrhovaná nomenklatúra zhodovala, pokiaľ je to len možné, s petrografickou klasifikáciou, ktorú používa väčšina autorov. Pritom sa má zaviesť toľko typov a odrôd, aby sa nomenklatúrou mohli odlíšiť najdôležitejšie magmatologické fakty, t. j. diferenciácia magmy, komagmatické vzťahy a pod.

Podľa množstva tmavých minerálov, ktoré môžu byť vyjadrené farebným indexom (podľa Shand a), označuje horniny adjektívami „tmavý“ alebo „svetlý“. Ak obsah tmavých minerálov prevyšuje 75 % celkového objemu horniny, takáto hornina sa nazýva mafitickou alebo pikritickou, ak prevládajúcim tmavým minerálom je olivín.

Ďalej rozlišuje horniny používaním názvov minerálov ako predpôn, napr. olivínický čadič, kremitý čadič a pod. Predpona „alkalický“ pri mene alkalický ryolit a alkalický trachyt značí, že  $\frac{7}{8}$  celkového živcového obsahu tvoria alkalické živce (sanidín, anortoklas, albit). Tieto predpony zodpovedajú iba minerálom, ktoré sa v hornine skutočne nachádzajú, a nemôžeme ich prisudzovať horninám, v ktorých bol minerál vypočítaný ako normatívny a je čiste hypotetický. Takto možno vylúčiť mená, ktoré spôsobujú ťažkosť nepetrografom, a nahradiť ich ľahko zrozumiteľnými výrazmi.

Pre určovanie vulkanických hornín Rittmann podľa povahy a úplnosti horniny používa tri kľúče, tri tabuľky a sedem rozličných diagramov:

1. prvý kľúč sa používa, ak kvantitatívne mineralogické zloženie (modus) horniny je presne známe;

2. druhý kľúč, ak kvantitatívne mineralogické zloženie (modus) horniny je známe iba čiastočne alebo ak sú známe iba fenokrysty;



3. tretí kľúč, kde sú nevyhnutné dobré chemické analýzy.

Posledný kľúč však umožňuje i kontrolu modálneho zloženia a naopak. V mnohých prípadoch aplikácia obidvoch kľúčov, prvého a tretieho kľúča spolu, môže prezradiť heteromorfné vzťahy.

Druh a množstvo minerálov kryštalizujúcich z magmy nezávisí iba od chemického zloženia neprchavých magmatických súčiastok, ale aj od obsahu plynov a tlaku, vplyvom ktorých vznikajú pri chladnutí magmy rozličné minerálne asociácie, t. j. môžu produkovať mineralogicky rozličné druhy horniny, ktoré sú však chemicky totožné (heteromorfné horniny Lacroixa). Takto možno rozlíšiť niekoľko fácií, z ktorých najdôležitejšie sú:

a) vulkanická fácia, ktorá zodpovedá nízkemu tlaku a jemu zodpovedajúcej asociácii, pravidelne s nízkym obsahom plynov;

b) intratelurická fácia (subvulkanická), ktorá zodpovedá vysokému tlaku a nerastnej asociácii s vysokým obsahom plynov.

Každá z týchto asociácií je charakterizovaná zvláštnymi minerálmi, ktoré nie sú pozorované v druhej fácií. Vulkanické fácie obsahujú napr. pigeonit, anortoklas, melilit a leucit, ktoré chýbajú v intratelurickej fácií. Intratelurické minerály, ako enstatit, hyperstén a väčšina amfibolov, sú vo vulkanickej fácií nestabilné. Môžu sa vyskytovať ako fenokrysty (vytvorené za intratelurických podmienok) v efuzívnych horninách, ale nie ako mikrolity v ich základnej hmote. Takto vznikli horniny zmiešaných fácií, ktoré majú modus odlišný od modusu charakteristického pre horniny, ktoré kryštalizujú za čiste vulkanických podmienok.

Pri určovaní hornín podľa chemického zloženia môže sa stať, že vulkanická hornina s veľkým množstvom intratelurických fenokrystov, t. j. hornina zmiešaných fácií, má celkom odlišný modus od vypočítanej nerastnej asociácie čiste vulkanickej fácie. V niektorých prípadoch rozdiel medzi vulkanickou fáciou a skutočne zmiešanou môže viesť k označeniam vulkanickej horniny, ktoré si odporujú, ak hornina bola označená najprv podľa modálneho zloženia (modus) a potom podľa svojho chemického zloženia, čo prezrádza existenciu heteromorfizmu.

Uvediem základné princípy R i t t m a n n o v h o určovania vulkanických hornín podľa jednotlivých kľúčov,

#### Kľúč 1.

Určovanie vulkanických hornín, ktorých modus je presne známy.

Pred použitím tohto kľúča treba upraviť volumetrický obsah modálnych minerálov takto:

q = % kremeňa,  
a = % alkalických živcov (sanidínu, anortoklasu a modálneho albitu),  
c = % plagioklasov,  
f = % feldspatoidov (= foidov) (leucit, nefelín, sodalit, noseán, hainyn, analcím),  
M = % mafických minerálov (pyroxény, amfiboly, sludy, olivín, melilit, magnetit, ilmenit, apatit), M zodpovedá tzv. farebnému indexu podľa S h a n d a.

Aby sme mohli tieto hodnoty používať v diagrame 1, treba urobiť tieto výpočty:

1. vypočítať hodnotu S zo všetkých salických minerálov

$$S = a + c + q \text{ alebo } S = a + c + f$$

(q + f nevyskytujú sa nikdy spolu v tej istej hornine),



2. ďalej delením na jedno desatinné miesto vypočítať hodnoty Q, A, C, F.

$$Q = \frac{8q}{S}; A = \frac{8a}{S}; C = \frac{8c}{S}; F = \frac{8f}{S}.$$

Tieto hodnoty nanášame najprv do Niggliho dvojtrojuholníka 1 a potom do dvojtrojuholníka 2, ktorý je upravený podľa Niggliho a Trögra a je rozdelený na 17 polí. Zodpovedajúce číslo nájdeme potom v tabuľke 1, kde zistíme meno horniny.

### Kľúč 2.

Používa sa na určovanie vulkanických hornín, ktorých modus bol len približne určený. Postupujeme tým istým spôsobom ako pri kľúči 1, ale použijeme dvojtrojuholník (podľa Niggliho a Trögra) 3, ktorý je rozdelený na 7 polí, reprezentujúcich hlavné triedy vulkanických hornín. I. ryolity, II. dacity, III. trachyty, IV. andezity a čadiče, V. fenolity, VI. tefrity, VII. feldspatoidity.

Pri určovaní podľa kľúča 2 dostaneme len všeobecnú predstavu o hornine a môžeme ju zadeliť len do určitej triedy, napr. k dacitickým, andezitickým horninám a pod.

### Kľúč 3.

Vulkanické horniny, pri ktorých máme k dispozícii chemické analýzy, ako sa už spomínalo, určujú sa podľa kľúča 3. Rittmann, aby sa vyhol komplikovanejšiemu výpočtom mineralogických asociácií vulkanickej fácie, skonštruoval sériu diagramov, ktoré umožňujú grafické riešenie problému a priame určenie mena horniny bez prihliadnutia na kvantitatívne mineralogické zloženie (modus) danej horniny. Aby sa mohli použiť diagramy a tabuľky, musia sa váhové percentá chemickej analýzy určitým spôsobom prispôsobiť a zgrupovať (Rittmann 1952).

SiO<sub>2</sub> ostáva nezmenené (váž. %).

Al = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> zmenšené o  $\frac{1}{10}$  svojej váhy = 0,9 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (váž. %).

Alk = K<sub>2</sub>O +  $1\frac{1}{2}$  Na<sub>2</sub>O (váž. %).

CaO ostáva nezmenené (váž. %).

FM = Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + 1,1 (FeO + MnO) + 2MgO (váž. %).

$k = \frac{K_2O}{Alk}$ ;  $an = \frac{Al - Alk}{Al + Alk}$ ; (delí sa na dve desatinné miesta).

Niekedy používame aj hodnotu „ca“.

Príklad: Pyroxenický andezit, Kőszal, Tokajské pohorie, analyzoval dr. V. Radzo (Šalát 1955).

|                                          |        |                                                               |
|------------------------------------------|--------|---------------------------------------------------------------|
| SiO <sub>2</sub> . . . . .               | 56,37  | SiO <sub>2</sub> = 56,37                                      |
| TiO <sub>2</sub> . . . . .               | 0,98   |                                                               |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | 17,61  | Al = 17,61 - 1,76 = 15,85                                     |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | 2,21   |                                                               |
| FeO . . . . .                            | 4,33   |                                                               |
| MnO . . . . .                            | 0,09   |                                                               |
| MgO . . . . .                            | 4,29   |                                                               |
| CaO . . . . .                            | 9,90   | CaO = 9,90                                                    |
| Na <sub>2</sub> O . . . . .              | 1,95   | Alk = 1,18 + (1,95 + 0,97) = 4,10                             |
| K <sub>2</sub> O . . . . .               | 1,18   | $k = \frac{K_2O}{Alk} = \frac{1,18}{4,10} = 0,28$             |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .  | 0,28   |                                                               |
| H <sub>2</sub> O+ . . . . .              | 0,40   |                                                               |
| H <sub>2</sub> O- . . . . .              | 0,64   | $an = \frac{Al - Alk}{Al + Alk} = \frac{11,75}{19,95} = 0,59$ |
|                                          | 100,23 |                                                               |



Teraz zistíme v diagrame 4, do ktorého z polí A, AB, BA, B, BC, C alebo D spadá projekčný bod s koordinátami  $\text{SiO}_2$  a Alk. Projekčný bod andezitu z Kőszalu spadá do poľa A. Potom v diagrame 5 A zistíme, že projekčný bod hodnôt k a an pre ten istý andezit je v poli 8. V tabuľke 3 A8 pod FM = 11 až 21 nájdeme meno horniny, labrador-dacit = bandait.

Dr. P. Ončáková a J. Slávik prepočítali podľa Rittmannovho kľúča 3. okolo 150 chemických analýz vulkanických hornín z Prešovsko-tokajského pohoria (Šalát 1955), ďalej Tokajského pohoria (Vendl A. 1927, Székyné Fuxová V. — Herrmannová M. 1951, Herrmannová M. 1952, Liffa 1953), Vihorlatsko-gutinského pohoria (Trusova J. F. 1954), Pohronského Inovca (Šalát 1953), pyroxénandezitu a klenovského Vepora (Maric 1932) a z okolia Tisovca (Šalát 1954). (Pozri tab. 1.)

Prešovsko-tokajské pohorie v severnej časti vytvárajú prevažne andezity. Sú to svetlé autometamorfované pyroxén-amfibolické andezity (staršia erupčná fáza) a tmavé labrador-pyroxén-andezity (mladšia erupčná fáza). Ryodacity a latity (Kuthan 1948) vystupujú v okolí Vranova ojedinele. V strednej časti vystupujú okrem andezitov dacity a ryolity. Posledné sú hojne rozšírené najmä v okolí Telkibánye, spolu s kali-trachytmi.

Vihorlatsko-gutinské pohorie v Zakarpatskej Ukrajine, ktoré detailne spracovali sovietski petrografovia V. S. Sobolev, N. S. Vartanova a O. N. Gorbačevskaja (podľa Trusovej 1954), budujú čadiče, čadičové andezity, andezitické čadiče, augiticko-hyperstenické andezity, andezitické dacity, dacity a ryolity. Charakteristickým znakom pre uvedené vulkanity okrem ryolitov je zvýšená bázicita plagioklasov. Z farebných minerálov je najrozšírenejší hyperstén a potom olivín. Obidva minerály sú bohaté na Fe. Amfibol a biotit sú veľmi zriedkavé a vystupujú len v ryolitoch a andezitických dacitoch. Zaujímavou zvláštnosťou kyslých lát Zakarpattia je, že draselné živce v nich nevystupujú ako porfyrické vyrastlice, ale len v základnej hmote, kde sú mikrogranofyricky zrastené s kremeňom. Rozšírený je tridymit a čiastočne cristobalit.

Okolie Novej Bane, ktoré geograficky patrí Pohronskému Inovcu, vytvárajú vulkanické horniny, ktoré vyvreli pri viacerých výlevoch v rôznych časových intervaloch. Sú to propylitizovaný pyroxén-amfibol-biotit-andezit staršej fázy, pyroxenický andezit mladšej fázy, amfibolicko-biotitický andezit, ryolit, dacit (Šalát 1953) a pri osade Brehy a Tekovská Breznica vystupuje alkalický čadič (bazanitoid) a trachyt (Fiala 1952).

Zo Štiavnického pohoria pre nedostatok chemických analýz uvádzam len veľmi málo príkladov vulkanických hornín. Prepočítali sme len amfibolicko-biotitický dacit z Hodruše, pyroxenický andezit z Bánk pri Banskej Štiavnici (Šalát 1954), andezity a čadiče z oblasti Hronský Kríž—Pitelová (Schwartz 1954), pyroxenický andezit z Ficbergu pri Krupine (Fiala 1937) a limburgitoidný bazanit z Kalvárie pri Banskej Štiavnici (Fiala 1939), tabuľka 5.

Klenovský Vepor je budovaný hyperstenickým andezitom. Menšie erupcie pyroxenických andezitov spolu s dioritom sú aj pri Tisovci v okolí Magnetovho vrchu.

Pozrime teraz na tabuľku 1, kde je uvedený počet mien vulkanických



hornín, určený priamo z chemických analýz podľa Rittmannovej metódy. Veľmi nápadné je, že v celom Prešovsko-tokajskom pohorí nie je podľa Rittmanna ani jeden andezit. V slovenskej časti Prešovsko-tokajského pohoria prevláda labradorit-dacit = bandait, labradorit-ryodacit a kremité latity.

Aby sa mohli porovnať názvy hornín slovenských a maďarských autorov, uvádzam tab. 4 pre slovenskú časť Prešovsko-tokajského pohoria a tab. 3 pre Tokajské pohorie v Maďarsku. Z tabuliek vidieť, že horniny, ktoré u nás označujeme jedným názvom, majú podľa Rittmanna niekoľko mien. Napr. ryolit zodpovedá latitu, kremitým latitom, ryodacitom atď.; pyroxenický andezit ryodacitom, labrador-ryodacitom, svetlým a tmavým ryodacitom a labrador-dacitu = bandaitu.

Svetlé autometamorfované andezity staršej fázy v Prešovskom pohorí zodpovedajú labrador-ryodacitom, svetlým labrador-ryodacitom, dacitom, kým tmavé pyroxenické andezity mladšej fázy sú väčšinou labrador-dacity = bandaity.

Tabuľka 1

|                         | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. |                              | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. |
|-------------------------|----|----|----|----|----|----|------------------------------|----|----|----|----|----|----|
| Ryolit                  | 1  | 18 | 1  |    |    |    | Labrador-trachyt-andezit     | 3  |    | 3  |    |    |    |
| Tmavý Na-ryolit         |    |    | 1  |    |    |    | Dacit                        | 7  | 2  | 1  | 1  |    | 2  |
| Sodný ryolit            |    | 1  | 1  |    |    |    | Svetlý dacit                 | 1  |    | 1  |    |    |    |
| Alkalický ryolit        |    | 1  |    | 1  |    |    | Svetlý labrador-dacit        | 1  | 2  | 2  |    |    |    |
| Lamproitický trachyt    |    | 3  |    |    |    |    | Labradorit-dacit = bandait   | 10 | 6  | 4  | 1  |    |    |
| Ryodacit                | 1  | 4  | 9  |    | 1  |    | Andezit                      |    |    | 3  | 1  |    |    |
| Tmavý ryodacit          | 1  |    |    |    |    |    | Labrador andezit             |    |    | 2  |    |    |    |
| Labradorit-ryodacit     | 9  | 6  | 2  | 2  |    |    | Pigeonit-labrador-andezit    |    |    | 2  |    |    |    |
| Tmavý labrador-ryodacit |    | 3  | 1  |    | 1  |    | Andezín-čadič                |    |    | 1  |    |    |    |
| Kremitý latit           |    | 12 | 6  |    |    |    | Olivinický trachyt-andezit   |    |    |    |    | 1  |    |
| Latit                   |    | 2  |    |    |    |    | Olivinický andezínický čadič |    |    |    |    | 1  |    |
| Trachyt-andezit         |    | 1  | 1  |    | 1  |    |                              |    |    |    |    |    |    |
|                         | 12 | 51 | 22 | 3  | 3  |    |                              | 22 | 10 | 19 | 3  | 2  | 2  |

Vysvetlivky: 1. Prešovsko-tokajské pohorie. 2. Tokajské pohorie (Maďarsko). 3. Vihorlatsko-gutinské pohorie (Zakarpatská Ukrajina). 4. Pohronský Inovec. 5. Štiavnické pohorie. 6. Klenovský Vepor a Tisovec.



Tabuľka 2  
Vihorlat — Gutinské pohorie v Zakarpatskej Ukrajině

| Nomenklatúra                          |                                                                                                           |
|---------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| uvedená v práci J. F. Trusovej (1954) | podľa Rittmanna                                                                                           |
| felzitofyrický ryolit                 | kremitý latit (1, 2, 12)<br>svetlý labrador-dacit (9)                                                     |
| vitrofyrický ryolit                   | ryolit (10)<br>ryodacit (11)<br>kremitý latit (3)                                                         |
| ryolit                                | ryodacit (6, 8)<br>labrador-ryodacit (7)<br>svetlý dacit (5)                                              |
| liparitový obsidián                   | kremitý latit (13)<br>ryodacit (14)                                                                       |
| pruhovaný hyperstenický liparit       | sodný ryolit (15)<br>ryodacit (16)                                                                        |
| hyperstenický andezito-dacit          | svetlý labradorit-dacit (17)<br>kremitý latit (19)<br>ryodacit (20)                                       |
| hyperstenický andezit                 | dacit (18)<br>tmavý labradorit-ryodacit 25                                                                |
| augito-hyperstenický andezit          | labradorit-trachyt-andezit (21, 24)<br>andezit (22, 23)<br>ryodacit (25)<br>labradorit-dacit=bandait (28) |
| olivinický andezito-čadič             | labradorit-andezit (29, 31)<br>labradorit-dacit=bandait (30)<br>andezit (32)                              |
| augito-hyperstenický čadič            | pigeonit-labrador-andezit 33                                                                              |
| čadič                                 | trachyt-andezit (35)                                                                                      |
| andezito-čadič                        | andezín-bazalt (36)                                                                                       |
| olivinický čadič                      | labrador-dacit=bandait (37)                                                                               |
| dacit                                 | tmavý Na-ryolit (38)                                                                                      |
| hyperstenický dacit z necku           | ryodacit (40)                                                                                             |
| plagioklasový dacit z necku           | labradorit-dacit=bandait (41)                                                                             |



Tabuľka 3  
Tokajské pohorie (Maďarsko)

| Nomenklatúra                      |                                                                                                                                                                                 |
|-----------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| podľa maďarských autorov          | podľa Rittmanna                                                                                                                                                                 |
| ortoklasový ryolit                | latit (1)<br>ryolit (2, 3)                                                                                                                                                      |
| plagioklasový ryolit              | ryolit (4, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 15)<br>kremitý latit (5, 6)                                                                                                                 |
| ortoklas plagioklasový ryolit     | ryodacit (14)<br>ryolit (16, 17, 18)                                                                                                                                            |
| trachyt                           | kremitý latit (19)                                                                                                                                                              |
| alkalický trachyt<br>kali-trachyt | latit (23)<br>lamproitický trachyt                                                                                                                                              |
| ryolit                            | alkalický ryolit (20)<br>kremitý latit (21)<br>ryodacit (22)                                                                                                                    |
| perlit                            | ryolit (24, 32)                                                                                                                                                                 |
| obsidián                          | sodný ryolit (25)<br>ryolit (26, 27)                                                                                                                                            |
| ryolit                            | kremitý latit (28)<br>ryolit (29)<br>kremitý latit (31, 33)                                                                                                                     |
| smelok                            | ryolit (30)                                                                                                                                                                     |
| pyroxenický andezit               | ryodacit (34, 46)<br>labradorit-ryodacit (35, 36, 42)<br>tmavý labradorit-ryodacit (37, 41)<br>svetlý labradorit-ryodacit (39, 40)<br>labradorit-dacit=bandait (38, 43, 44, 45) |
| ryolitický andezit                | kremitý latit (47)<br>dacit (48)<br>labradorit-ryodacit (49, 50, 51)                                                                                                            |
| dacit, Regéc                      | kremitý latit (52)                                                                                                                                                              |
| pyroxén-andezit (Bíróhegy)        | svetlý labradorit-dacit (53)                                                                                                                                                    |
| pyroxén-andezit (Bórinzás)        | trachyt-andezit (54)                                                                                                                                                            |
| pyroxén-andezit (Ósua völgy)      | tmavý labradorit-ryodacit (55)                                                                                                                                                  |
| pyroxén-andezit (Fehérhegy)       | dacit (56)                                                                                                                                                                      |
| pyroxén-andezit (Nagy Oszrói)     | labradorit-dacit=bandait (57)                                                                                                                                                   |

V zátvorkách sú čísla chemických analýz.

Vysvetlivky: analýzy: 1—19, 34—52 Liffa A. (1953). 53—57, 20—23 Hermann M. (1952). 24—33 Vendl A. (1927).



**Tabuľka 4**  
Prešovsko-tokajské pohorie (Slovensko)

| Nomenklatúra                                        |                                                     |
|-----------------------------------------------------|-----------------------------------------------------|
| podľa slovenských autorov                           | podľa Rittmanna                                     |
| ryodacit, Merník                                    | svetlý dacit                                        |
| ryolit, Izra                                        | ryodacit                                            |
| smolok, Merník                                      | ryolit                                              |
| latit, Zamutov                                      | svetlý labrador-trachyt-andezit                     |
| dacit z okolia V. Miliča kóta 896                   | labrador-ryodacit                                   |
| svetlé autometamorfované andezity<br>(staršej fázy) | labrador-ryodacit<br>svetlý labrador-ryodacit dacit |
| tmavý labrador-pyroxén-andezit<br>(mladšej fázy)    | labrador-dacit = bandait                            |

**Tabuľka 5**  
Štiavnické pohorie

| Nomenklatúra                                                                           |                           |
|----------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------|
| podľa slovenských autorov                                                              | podľa Rittmanna           |
| diopsidický andezit<br>Ladomer<br>Schwartz (1954)                                      | andezit                   |
| olivínický čadič<br>Hronský Kríž (Schwartz 1954)                                       | olivín-trachyt-andezit    |
| limburgitický nefelinický<br>bazanitoid-Kalvária pri Banskej Štiavnici<br>(Fiala 1939) | olivín-andezín-čadič      |
| pyroxenický andezit z Bánk pri Banskej<br>Štiavnici (Šalát 1954)                       | trachyt-andezit           |
| pyroxenický andezit z Ficbergu pri Kru-<br>pine (Fiala 1937)                           | tmavý labradorit-ryodacit |
| amfibol-biotit-dacit, Hodruša (Šalát<br>1954)                                          | ryodacit                  |



Podobne je to aj vo Vihorlatsko-gutinskom pohorí v Zakarpatskej Ukrajine. Z 10 chemických analýz augiticko-hyperstenických andezitov len dva zodpovedajú Rittmannovým andezitom. Olivinicko-andezitické čadiče zodpovedajú Rittmannovmu andezitu, andezitu a labrador-dacitu = bandaitu (pozri tab. 1 a 2).

Andezity z okolia Novej Bane (Pohronský Inovec) sú podľa Rittmanna a labrador-ryodacit, dacit a labrador-ryodacit = bandait. Hyperstenický andezit z klenovského Vepora a z okolia Tisovca je podľa Rittmanna dacit (pozri tab. 1).

### Záver

V práci sú zhrnuté základné princípy Rittmannovej nomenklatúry vulkanických hornín. Podľa jeho návrhu prepočítali sme okolo 150 chemických analýz vulkanitov z Prešovsko-tokajského pohoria na Slovensku, Tokajského pohoria v Maďarsku, Vihorlatsko-gutinského pohoria v Zakarpatskej Ukrajine, Pohronského Inovca (z okolia Novej Bane), Štiavnického pohoria, klenovského Vepora a z okolia Tisovca. Na základe týchto výsledkov sme určili názvy vulkanických hornín. Z priložených tabuliek 1 až 5 vidieť, že pomenovanie vulkanických hornín podľa Rittmanna sa odlišuje od pomenovaní, ktoré používame u nás, v Maďarsku a v Zakarpatskej Ukrajine. Autori na Slovensku a v Maďarsku sa tejto systematiky zatiaľ nepridržiavajú.

Výhodou Rittmannovej nomenklatúry je, že z výsledkov chemických analýz po určitej úprave možno hneď určiť v jeho diagramoch a v tabuľkách meno horniny. Nevýhodou však je, že mapujúci geológ nemá žiadne kritériá, aby už v teréne mohol aspoň približne rozlišovať jednotlivé typy hornín, ktoré navrhol Rittmann. Je zrejmé, že pre správne pomenovanie horniny a jej systematické zatriedenie nestačí len chemická analýza horniny, ale treba vždy brať do úvahy jej mineralogické zloženie, štruktúru a geologickú pozíciu.

Návrh Rittmannovej nomenklatúry vulkanických hornín predkladám len preto, aby sa naši pracovníci vo vulkanických oblastiach s ňou zoznámili a aby sa pri svojich prácach zaoberali aj problematikou správnej terminológie vulkanických hornín. Autor pripravuje podrobnejšiu štúdiu, v ktorej bude porovnané názvoslovie vulkanických hornín podľa Niggliho, Wolfa, Trögra a Zavarického.

6. I. 1956

*Katedra mineralógie a petrografie Baníckej  
fakulty Vysokej školy technickej,  
Košice*

### LITERATÚRA — ЛІТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Fiala F., 1937: Pyroxenický andezit z Ficbergu pri Krupine. Sbor. Štát. ban. múzea D. Štúra, Banská Štiavnica.

Fiala F., 1939: Niekoľko petrochemických poznámok k čadiču Kalvárie pri Banskej Štiavnici.

Fiala F., 1952: Alkalické čadiče (basanitoidy) od Tekovskej Breznice a Brehú u Novej Bane na Slovensku. Sbor. Nár. musea. Praha.

Herrmann Margit, 1952: Tekibánya ryolitok és andezitek petrografiája és petrokémiája. Földt. Közl. LXXII. Budapest.



- Kuthan M., 1948: Undačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanologické štúdie v severnej časti Prešovských hôr. Práce Štát. geolog. ústavu. Bratislava.
- Liffa A., 1953: Telkibánya környékének földtana és közettana. A magyar állami földtani intézet évkönyve. Budapest.
- Maric L., 1932: Andezitská erupcija Veporu. Věst. Št. geolog. ústavu. Praha.
- Niggli P., 1931: Die quantitative mineralogische Klassifikation der Eruptivgesteine. Schweiz. M. P. Mitt. Zürich.
- Rittmann A., 1952: Nomenclature of Volcanic Rocks, Bulletin volcanologique. Napoli.
- Schwartz J., 1954: Petrografia a petrochémia čadičov a niektorých andezitov oblasti Hronský Kríž—Pitelová a Bartošová Lehôtka. Geologické práce. Bratislava.
- Székyiné Fux Vilma—Herrmann Margit, 1951: Felkibánya—Alsókéked környékének petrogenézise. Földt. közl. Budapest.
- Šalát J., 1953: Geologicko-petrografické pomery v okolí Novej Bane. Košice (rukopis).
- Šalát J., 1954: Petrografia a petrochémia eruptívnych hornín v oblasti Hodruša—Vyhne. Geologické práce 39. Bratislava.
- Šalát J., 1954: Diority a andezity pri Tisovci. Košice (rukopis).
- Šalát J., 1955: Petrochémia vulkanitov Prešovsko-tokajského pohoria (rukopis).
- Šalát J., 1955: Príspevok k petrografii vulkanických hornín Prešovsko-tokajského pohoria a príľahlých oblastí.
- Šalát J., 1955: Geologicko-petrografické pomery slovenskej časti Tokajského pohoria. Košice (rukopis).
- Trusova J. F., 1954: Osnovnyje čerty strojenija neogenovych vulkaničeskich obrazovaniij Zakarpatja. Trudy moskov. geologo-razvedočnogo instituta im. Ordžonikidze XXVI. Moskva.
- Vendl A., 1927: Die Typen der ungarischen Rhyolithe. Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. LX, Beilage-Band, Abteilung. Stuttgart.
- Zavarickij A. N., 1955: Izverženije gornyje porody. Moskva.

#### ЯН ШАЛАТ

#### НОМЕНКЛАТУРА ВУЛКАНИТОВ НЕКОТОРЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ЦЕПЕЙ ЗАПАДНЫХ КАРПАТ И ВИГОРЛАТА ПО РИТТМАННУ

При изучении вулканических пород, кроме вулканических и петрохимических проблем, является важным вопросом также их классификация и номенклатура. Представляю поэтому в порядке дискуссии номенклатуру вулканических пород, предложенную А. Риттманном для использования в каталоге вулканов. (А. Rittmann 1952).

Пользуясь ключом Риттманна, нами пересмотрено около 150-ти результатов химических анализов вулканов Пряшевско-Токайских гор в Словакии, Токайских гор в Венгрии, Вигорлатско-Гутинских гор в Закарпатской Украине, горы Погронский Иновец и Штьявницких гор в Словацком средогорьи, гиперстенового андезита горы Кленовский Вепор и из окрестностей Тисовец. На основании полученных результатов нами определены названия вулканических пород по таблицам и диаграммам Риттманна.

По приложенным таблицам 1—5 видно, что наименование вулканических пород по Риттманну отличается от наименований, употребляемых авторами в Чехословакии, Венгрии и Закарпатской Украине. Обращает внимание то, что по Риттманну в Пряшевско-Токайских горах нет совершенно андезита. В словацкой части Пряшевско-Токайских гор преобладает лабрадорит — дацит = бандаит, лабрадорит — риодацит и дацит, а в венгерской части чаще всего встречаются риолиты и кварцевые латиты (см. табл. 1.)

По таблицам также видно, что горные породы Пряшевско-Токайских гор обозначаемые единым названием, имеют по Риттманну несколько имен (см. табл. 3, 4) напр., риолит отвечает латитам, кварцевым латитам, риодацитам и т. д., или-же пироксеновый андезит риодацитам, лабрадорит риодацитам, светлым и темным роидацитам, лабродарит — дацит = бандаитам. Подобным образом это в горах Вигорлатско-Гутинских Закарпатской Украины. Из 10-ти химических анализов авгито-гиперстеновых андезитов только два соответствуют андезитам Риттманна. Оливин — андезитовые базальты отвечают лабрадорит — андезиту, андезиту а лабрадорит — дациту = бандаиту (см. табл. 1 и 2).



Выгодой номенклатуры Риттманна является то, что по результатам химических анализов, после определенной подготовки, возможно в его диаграммах и таблицах сразу определить название породы. Невыгодой является то, что геологическую съемку производящий геолог не имеет каких-либо критерий, чтобы еще на месте действия мог хотя-бы приблизительно отличить единичные типы, предлагаемые Риттманном.

Явно, что для правильного наименования пород и их систематической классификации недостаточен лишь химический анализ породы, но нужно всегда брать во внимание ее минералогический состав, структуру и геологическую позицию.

6. I. 1956

Горный факультет ВТУЗ,  
Кошице

JÁN ŠALÁT

## DIE NOMENKLATUR DER VULKANITE EINIGER VULKANISCHER GEBIRGE DER WESTKARPATEN UND DES VIHORLAT NACH RITTMANN

Beim Studium der vulkanischen Gesteine ist deren Klassifikation und Nomenklatur neben den vulkanologischen und petrochemischen Problemen nicht zu unterschätzen. Darum führe ich hier die Nomenklatur der vulkanischen Gesteine an, welche A. Rittmann zum Gebrauch im Kataloge der Vulkane vorschlägt (A. Rittmann 1952) und übergebe sie der allgemeinen Diskussion.

Nach Rittmanns Schlüssel 3 verrechneten wir die Ergebnisse von cca 150 Analysen der Vulkanite aus dem Prešov-Tokaj Gebirge in der Slowakei, dem Tokaj Gebirge in Ungarn, dem Vihorlat-Gutin Gebirge in der Zakarpatská Ukrajina, aus dem Pohronský Inovec und dem Gebirge Štiavnické pohorie im slowakischen Mittelgebirge. Ferner wurde der hypersthenische Andesit vom Klenovský Vepor und aus der Umgebung von Tisovec analysiert. Auf Grund der erreichten Ergebnisse bestimmten wir die Namen der vulkanischen Gesteine nach den Tafeln und Diagrammen Rittmanns.

Aus den beigelegten Tafeln 1—5 ist ersichtlich, dass die Namen der vulkanischen Gesteine nach Rittmann von denjenigen, welche die Autoren aus der Tschechoslowakei, Ungarn und der Zakarpatská Ukrajina (Karpathen-Ukraine) anwenden, verschieden sind. Es ist sehr auffallend, dass im Prešov-Tokaj Gebirge nach Rittmann kein einziger Andesit vorkommt. Im slowakischen Teile des Prešov-Tokaj Gebirges herrscht Labradorit-Dacit = Bandait, Labradorit-Rhyodacit und Dacit vor, im ungarischen Teile dagegen sind Rhyolite und Quarz-Latite am häufigsten (siehe Taf. 1).

Aus den Tafeln ist auch ersichtlich, dass die Gesteine des Prešov-Tokaj Gebirges, welche mit einem einzigen Namen bezeichnet werden, nach Rittmann einige Namen haben (siehe Taf. 3, 4) z. B. Rhyolit entspricht den Latiten, Quarzlatiten, Rhyodaciten usw., oder pyroxenischer Andesit entspricht den Rhyodaciten, Labradorit-Rhyodaciten, den lichten und dunklen Rhyodaciten, den Labradorit-Dacit = Bandaiten. Ähnlich verhält es sich mit den Namen im Vihorlat-Gutin Gebirge in der Zakarpatská Ukrajina (Karpathen-Ukraine). Aus 10 chemischen Analysen augitisch hypersthenischer Andesite entsprechen nur 2 Rittmanns Andesiten. Die olivinisch-andesitischen Basalte entsprechen dem Labradorit-Andesit, dem Andesit und dem Labradorit-Dacit = Bandait (siehe Taf. 1 und 2).

Der Vorteil von Rittmanns Nomenklatur besteht darin, dass man aus den Ergebnissen der chemischen Analysen nach einer gewissen Umstellung in seinen Diagrammen und Tafeln gleich den Namen des Gesteins feststellen kann. Ein Nachteil ist jedoch, dass der kartierende Geologe gar keine Kriterien besitzt, um schon im Terrain wenigstens annähernd die einzelnen Typen der Gesteine, wie sie Rittmann vorschlägt, zu unterscheiden.

Est ist offensichtlich, dass die chemische Analyse allein für die richtige Benennung des Gesteins und dessen systematische Eingliederung nicht genügt, sondern stets auch mineralogische Zusammensetzung, Struktur und geologische Position des Gesteins beachtet werden muss.

6. I. 1956

Kathedr für Mineralogie und Petrographie  
der Bergakultät der Technischen  
Hochschule, Košice

Übersetzt aus dem slowakischen Vl. Dlabačová



MICHAL MÁHEL

## K STRATIGRAFII STRATENSKEJ HORNATINY

(Tab. I—IV, ruské a nemecké resumé)

Ú v o d. Stratenská hornatina patrí nesporne medzi naše najkrajšie pohoria. Milovníci prírody ju vyhľadávajú pre prírodné krásy a ľud ju výstižne nazval Slovenským rajom. No z geologickej stránky je toto územie málo známe. Veď od dôb Dionýza Štúra (1869), ktorý rozlíšil v tomto pohorí spodnotriasové verfénske vrstvy a strednotriasové až vrchnotriasové vápencovo-dolomitické komplexy, pokročilo sa len málo v stratigrafických poznatkoch. Nemožno síce povedať, že by geológovia v minulosti zabúdali na toto pohorie, lebo celý rad prác sa dotýka jeho problematiky a je v nich reč o jednotlivých okrajových častiach, ale ani jedna z prác bližšie nerozoberá stavbu Stratenskej hornatiny v celku. V mnohých z prác sú dôležité poznatky o tej ktorej časti pohoria, ale základ pre riešenie stavby — stratigrafia zostala takmer neriešená. Práce, v ktorých sa vraví o okrajových častiach Stratenskej hornatiny, riešia stratigrafiu na základe analógie s inými časťami gemeríd a zjednodušujú ju. Na zložitosť stavby poukázal až Csisko (1942) vo svojej práci, ktorá zahrnuje podstatnú (severnú a strednú) časť pohoria. No málo skúseností (bola to autorova začiatočnícka práca) a hlavne nedostatok skamenelín nedovolili riešiť celý rad vážnych stratigrafických otázok a tým vniknúť do podstaty stavby pohoria, ktoré je svojím postavením v západokarpatskej sústave veľmi dôležité. Doterajšie, často mylné názory na stratigrafiu mezozoických komplexov vyplývali z nedostatku skamenelín. Veď sotva možno uviesť viac ako 2—3 skameneliny, o ktoré sa opierali stratigrafické závery. Stratigrafickú príslušnosť verfén-ských vrstiev potvrdzovali skromné Illésove (1902) a Oppenheymerove (1931) nálezy v najzápadnejšej časti pohoria. Pre stratigrafiu vápencovo-dolomitických mäs mal doteraz význačnú úlohu nález rias rodu *Teutloporella herculea*; prvý raz ich našli Kettner a Koutek (Kettner 1937) a neskôr na viacerých miestach Csisko (1942) a Schöenberg (1948).

V rokoch 1954 a 1955 robil som geologický výskum v celej Stratenskej hornatine, v susednej chočskej jednotke, ktorá sa rozkladá pri jej západnom okraji, a čiastočne i v tzv. Foederata mezozoiku, ktoré sa stýka so severogemeridným mezozoikom Stratenskej hornatiny na juhozápadnom konci tohto pohoria. Poznatky získané v celom pohorí vnášajú jasnejší pohľad na stratigrafické pomery už pri terénnych štúdiách. Najväčší prínos znamenali však početné nálezy skamenelín vo verfén-ských vrstvách a hlav-



ne vo vápencovo-dolomitických komplexoch. Pri zbieraní skamenelín vykonali veľmi záslužnú prácu môj spolupracovník Viliam Viskup, Mária Mahelová a študenti geológie Ivan Korec a Ľudovít Miškovič. Zo zozbieraného materiálu som doteraz určil väčšiu časť verfenských skamenelín a sotva polovičku nazbieraných skamenelín z vápencovo-dolomitických komplexov, zväčša brachyopód. Pri ich určovaní poskytoval mi cenné rady dr. Ján Bystrický. Niekoľko gastropód určila s. Ďurišínová. Amonity, ktoré sme nazbierali v roku 1954, a to štyri druhy z verfenských vrstiev a dva z vápencovo-dolomitických komplexov, určil akademik Andrusov a inž. Kováčik (pozri Andrusov — Kováčik 1955). Všetkým menovaným i ostatným, ktorí mi pomáhali pri tejto práci, vyslovujem i na tomto mieste srdečné poďakovanie.

I keď je určená len časť nazbieranej fauny a rad stratigrafických otázok v Stratenskej hornatine zostáva nevyriešený, doterajšie výsledky oprávňujú podľa môjho názoru vyniesť niekoľko záverov o stratigrafii mezozoických más, ktoré budujú Stratenskú hornatinu. Z nových poznatkov súčasne vyplýva potreba doplniť stratigrafické štúdie v tých súvrstviach, ktorých stratigrafická príslušnosť je sporná, prípadne nie je podložená.

#### I. STRATIGRAFIA VERFĚNSKÝCH VRSTVIEV

Prvenstvo pri odlíšení verfenských vrstiev v Stratenskej hornatine patrí Dionýzovi Štúrovi (1869). Pravda, Štúr pričleňuje k nim len slienité súvrstvie. Ich spodnotriasovú príslušnosť preukázal skamenelinami vo východnej časti severogemeridného mezozoika v Galmuskom pohorí. Podstatnú spodnejšiu časť verfenských vrstiev, súvrstvie fialových a zelenkastých bridlíc a pieskovcov spolu s kremencami považuje za perm a opisuje spolu s dnešným verukánom ako rotliegende. Neskoršie Illés (1902) našiel v juhozápadnej časti Stratenskej hornatiny v pestrom súvrství spodnotriasové skameneliny *Anodontophora* (*Myacites*). To ho viedlo k názoru považovať za spodný trias i časť súvrstvia, ktoré Dionýz Štúr pričlenil k permu. Prínos pri poznávaní verfénu znamená neskoršie Oppenheimerov (1931) nález fauny z piesčitých slieňov západne od Dobšinskej ľadovej jaskyne, a to: *Myophoria costata* Zenk. a *Anodontophora* (*Myacites*) sp.

Pri našich štúdiách v Stratenskej hornatine sa nám podarilo po prvý raz rozčleniť verfénske súvrstvie na dva oddiely, na spodný oddiel — pestré bridličnato-pieskovcové súvrstvie, a na vrchný oddiel — slienito-vápencové súvrstvie. V obidvoch sme našli na niekoľkých miestach faunu, ktorá svedčí o tom, že hranica medzi týmito súvrstviami sa nestotožňuje so stratigrafickým rozhraním zeis-kampil.

##### a) Bridličnato-pieskovcové súvrstvie

Práve tak ako inde aj v gemeridách sú prevládajúcou horninou pestrofarebné červenofialové i šedozelené ílovité, často piesčité bridlice, miestami so šupinkami muskovitu, ktoré sa hojne vyskytujú hlavne na plochách bridličnatosti. Uprostred bridlíc sú časté polohy obyčajne doskovitých, prípadne lavicovitých šedozelených i hnedastých, obvykle sľudnatých pieskovcov. Pieskovce v južnej okrajovej časti, najmä v okolí Novoveskej Huty,



majú v bazálnej časti súvrstvia časté krížové zvrstvenie (tab. I, obr. 1) a čeriny. Nájdu sa tu i hrubozrnnéjšie až zlepcové polohy. Uprostred pestrých bridlíc vystupujú miestami i kremité bridlice a doskovité kremence. Rozloženie a podiel pieskovcov, kremitých bridlíc a kremencov v celej Stratenskej hornatine nie je rovnaký. Ďalej od južného okraja mezozoika vyskytuje sa nápadne menej psamitov. Pruhy verfénu, ktoré sú vzdialenejšie od kryštalinického okraja, majú zrejme pelitickejší ráz.

Lenže rozdielnosť v zložení bridličnato-pieskovcového súvrstvia, najmä v jeho spodnej časti, sa neprejavuje len naprieč severogemeridnou synklinálou, ale je výrazná aj v pozdĺžnom smere v južnej okrajovej časti Stratenskej hornatiny. Vo východnej časti pohoria, v priestore Teplička-Dedinky vystupujú hojne uprostred pelitov hlavne šedo zelenkasté sľudnaté pieskovce. Polohy tmavošedých až čiernych ílovitých, miestami jemne piesčitých bridlíc, ktoré sú posiate drobučkými šupinkami sľudy, a doskovité polohy tmavošedých kremitých bridlíc až kremencov s ojedinelým pyritom a pri Dobšinskej Maši i pieskovcov sú hojné pri Dobšinskej Maši a v oblasti Čuntavy uprostred pestrého a prevažne červenofialového súvrstvia. V najjužnejšej časti Stratenskej hornatiny, v oblasti Ondrejiska a Besníka možno pozorovať uprostred bridlíc pribúdanie kremitých bridlíc a kremencov, ktoré vytvárajú i niekoľko metrov hrubé polohy. Laterálny prechod tohto súvrstvia v kremence možno zreteľne pozorovať v oblasti Besníka v blízkosti kóty 1000. Uprostred červenofialových, červených, zelených i zelenošedých ílovitých bridlíc sú bridličnaté i tenkodoštičkové kremité bridlice tej istej farby. Smerom ku kóte 1000 (k hradskej) sa stále častejšie vyskytujú doštičky a doštičkovité kúsky červenkastých i svetlejších kremencov, ba aj celkom takých, aké vystupujú v kremencovom triase. Smerom ku kryštaliniku viditeľne pribúdajú doštičky kremencov, ba i väčšie balvany. Škoda, že v tejto prechodnej zóne nie sú lepšie odkryvy.

Laterálny prechod z bridličnatého verfénu do kremencového možno sledovať i severne od Kazateľne, najmä na Ondrejisku. Južne od kóty 1268 uprostred červených bridlíc sú šedé hrubozrnné kremité pieskovce až kremence. Hojné kremence a kremité bridlice sú uprostred pestrých bridlíc pri východnom okraji veľkej lúky na Ondrejisku a severne od Čuntavy (kóta 1199). Polohy doskovitých červenkastých i šedožltkastých kremencov, ktoré možno študovať v menších odkryvoch, sú i západne od Besníka, a to v švermovskom spojovacom hrdle uprostred tmavočervených a fialovočervených ílovitých i piesčitých bridlíc.

Rozsiahlejšie masy verfénu s hojnejšími kremencami vystupujú pri Kazateľni a severozápadne od Ondrejiska. Schönerberg ich považoval za veporidného člena, za najspodnejšieho člena tzv. Foederata série. Sám však priznáva, že v nadloží kremencov leží v normálnom slede od verfénskych vrstiev severogemeridné mezozoikum, ktoré vzbudzuje dojem, že kremence patria k tomuto sledu ako jeho najspodnejší člen. Nejde však len o dojem. Príslušnosť opisovaného, prevažne kremencového metamorfovaného súvrstvia zväčša k severogemeridnému vývinu dosvedčuje podstatne detritickejší ráz spodného oddielu verfénskych vrstiev v západnej časti Stratenskej hornatiny. Na to poukazuje i jeho tektonická a metamorfická spätosť s vyššími členmi severogemeridnými i laterálny prechod kremencov do bridličnato-pieskovcového súvrstvia.

Uvedené zmeny petrografického charakteru, ktoré sa prejavujú v pozdĺžnom smere v okrajovej časti Stratenskej hornatiny, súvisia akiste so



zmenami petrografického charakteru bezprostredného podložia a jeho blízkeho okolia. Pribúdanie grafitického materiálu v území západne od Hnilca súvisí s podstatne bližšou polohou strednokarbónskych grafitických súvrství. Hrubšie polohy kremencov v najzápadnejšej časti pohoria zrejme súvisia s petrografickým charakterom kryštallického podložia, ktorým je v tejto časti vyššie metamorfované (podľa Z o u b k a veporské) kryštallinikum Trešnika, kým vo východnej časti je epimetamorfné gemeridné kryštallinikum.

Karbonátické horniny sa obmedzujú v spodnejších častiach súvrstvia na ojedinelé tenké vložky. Vo vrchnejších polohách sú zastúpené častejšie slienitými a slienito-piesčitými polohami pestrých, prevažne červenofialových farieb. V týchto polohách je hojnejšia i fauna. Vo vrchnej časti spodného bridličnato-pieskovcového člena verfénskych vrstiev sú i rauvaky. Rozsiahle vrtné výskumy, ktoré sa zakladajú na našom predpoklade o genetickej spätosti rauvakov s ložiskami sadrovca a anhydritu, plne potvrdili správnosť uvedeného názoru a viedli k nálezu nových ložísk sadrovca na Bielych Vodách a pri Dedinkách. Tieto výsledky ukázali cestu ako hľadať ďalšie ložiská sadrovca a anhydritu. Sadrovec a anhydrit nevystupujú na povrch. Sledovanie rauvakov nám však ukazuje, že sú rozložené len v južnej okrajovej časti Stratenskej hornatiny. Vystupujú v priestore Teplička—Novoveská Huta—Čertova dolina a Biele Vody—Dedinky—Dobšinská Maša v blízkom podloží slienito-vápencového súvrstvia, vyššieho člena verfénskych vrstiev. Rauvaky vo vrchnej časti bridličnato-pieskovcového súvrstvia tvoria teda stratigrafickú polohu, lenže v stredných a severných pásmach Stratenskej hornatiny som nenašiel súvislejšie polohy rauvakov. Rauvaky spolu s ložiskami síranov sú zrejme prejavom čiastočnej regresie mora, ktoré načas opustilo len južnú okrajovú časť sedimentačného severogemeridného priestoru. Ich hrúbka, ktorá dosahuje miestami 50—70 m, poukazuje na klesanie dna počas sedimentácie. Hojné závalky verfénskych bridlíc v rauvakoch, v anhydrite a v sadrovcí pochádzajú akiste z južnejšie vynoreného pásma, ktoré bolo pokryté verfénskymi sedimentami.

V spodnejších polohách bridličnato-pieskovcového súvrstvia našla sa význačnejšia fauna len pod sedlom západne od Vysokého vrchu (tab. I, obr. 2), a to:

*Pseudomonotis (Claraia) clariai* E m m r i c h,  
*Anodontophora (Myacites) fassaensis* W i s s m a n n.

V červenofialových doskovitých sľudnatých pieskovcoch na okraji vernárskych lúk pri hradskej od Dobšinskej ľadovej jaskyne k Švermovu sme našli drobné:

*Anodontophora (Myacites) fassaensis* (W i s s m a n n) var.  
*brevis* B i t t n e r.

V šedých pieskovcoch na Dankovej sme našli drobné skameneliny rodu *Anodontophora (Myacites)*. Túto skamenelinu možno nájsť i v pieskovcových polohách spodnej časti opisovaného súvrstvia na severných svahoch Zadného Turníka a na severnom svahu Hanískovej. Bohatšia fauna sa však našla v najvrchnejších karbonátickejších častiach súvrstvia, a to na niekoľkých lokalitách. Na vernárskych lúkach sme nazbierali:



*Anodontophora canalensis* Catullo,  
*Gervilleia* sp.,  
*Natiria costata* Münster.

Mimoriadne hojná fauna je na vernárskych lúkach severne od Červeného Štrosu, ktorú sme našli v hlbokom úvoze poľnej cesty a určili sme:

*Pseudomonotis (Eumorphotis) Telleri* Bittner,  
*Pseudomonotis (Eumorphotis) tenuistriata* Bittner,  
*Pseudomonotis (Claraia) tridentina* Bittner,  
*Anodontophora (Myacites) fassaensis* Wissmann,  
*Anodontophora (Myacites) fassaensis* Wissmann var.  
*brevis* Bittner,  
*Anodontophora (Myacites) canalensis* Catullo,  
*Anodontophora (Myacites) elongata* Schlotheim,  
*Anodontophora (Myacites) baconicus* Bittner,  
*Myophoria costata* Zenker var. *subrotundata* Bittner,  
*Gervilleia mytiloides* Schlotheim,  
*Gervilleia Alberti* Goldfuss,  
*Gervilleia modioleformis* Giebel,  
*Natiria costata* Münster,  
*Turbo rectecostatus* Hauer,  
*Tirolites (Tirolites) cassianus cassianus* Quenstedt,<sup>1</sup>  
*Tirolites (Tirolites) Quenstedti* Mojsisovics.<sup>2</sup>

Aj v severnej časti Stratenskej hornatiny sme našli vo vrchných polohách opisovaného súvrstvia na niekoľkých miestach skameneliny. Na južných svahoch Jablone sme zistili

*Anodontophora (Myacites) elongata* Schlotheim.

Pri Smižanoch (lokalita Grófska studňa) v laviciach červenofialových i hnedastých pieskovcov, ktoré vystupujú uprostred súvrstvia červenofialových bridlíc a hnedastých piesčitých slieňov, sme nazbierali početnejšie:

*Pseudomonotis (Eumorphotis) inaequicostata* Benecke,  
*Anodontophora (Myacites) canalensis* Catullo.

Uvedená fauna z vrchnej časti pestrého bridličnato-pieskovcového súvrstvia svedčí o jeho kampilskom veku. Spodnejšie časti súvrstvia sú však staršie, zeiské, čo dosvedčuje predovšetkým nález skameneliny *Pseudomonotis (Claraia) clarai* Emrich.

Zmeny v zložení južnej okrajovej časti spodnejších verfenských vrstiev, ktoré sú podmienené zmenami petrografického charakteru kryštalinického podložia, pelitickejší ráz verfenských vrstiev v pásmach, ktoré sú vzdialenejšie od južného okraja, a rozloženie rauvakov a síranov, všetky tri poznatky treba zaradiť do radu tých faktov, ktoré poukazujú na jestvovanie severogemeridného synklinálneho sedimentačného priestoru. Južný (v zmysle karpatskom vnútorný) okraj tohto priestoru sa prejavuje detritickejším charakterom súvrstvia i prítomnosťou rauvakov a síranov. Prítomnosť

<sup>1, 2</sup> Pozri Andrusov — Kováčik (1955).



úlomkov verfénských bridlíc v rauvakoch, sadrovci a anhydrite, ako aj nedostatok hrubších klastík v južnejších pásmach verfénských vrstiev s výnimkou najspodnejších polôh svedčí o tom, že i pásmo, ktoré leží južnejšie od severogemeridného, bolo aspoň sčasti zaliate morom, ale malo vceľku antiklinálny ráz.

#### b) Slienito-vápencové súvrstvie

Vrchný oddiel verfénských vrstiev v celej Stratenskej hornatine má podstatne jednotnejší vývin. Tvoria ho šedozelené i žltosé slienité bridlice, bridličnaté vápence a doskovité vápence. Podradnejšie sa vyskytujú i zelenosé i lovité bridlice. Farba celého súvrstvia je zväčša šedozelená, prípadne žltosadá, miestami šedá. Na niekoľkých miestach sa však našli polohy slienitých bridlíc i slienitých vápencov, ktoré sú jemne, ale i výraznejšie červenofialové. Najmä slienité bridlice i vápence sú často posiate jemnými šupinami sludy, niekedy len na plochách bridličnatosti, inokedy po celej hornine. Obzvlášť hojný muskovit, i vo väčších šupinkách sa často vyskytuje v spodnejších polohách, a to v piesčitých slienitých bridliciach.

Na mnohých profiloch v tomto súvrství možno pozorovať v spodnejších polohách oniečo detritickejší ráz, vo vrchnejších polohách pribúdanie vápencov.

Opísané súvrstvie je bohaté na skameneliny. Starostlivejší zber sme vykonali na týchto lokalitách: Podkolísky, Tomašovská Belá a Pod Kopancom.

**Podkolísky:** V šedozelených a červenkastých sludnatých vápnito-piesčitých bridliciach a piesčitých slieňoch opísovaného súvrstvia, ktoré sú odkryté hlbokým zárezom lesnej cesty a tvoria bezprostredné nadložie spodného oddielu verfénských vrstiev, našli sme v početných exemplároch túto faunu:

*Anodontophora (Myacites) elongata* Schlotheim,  
*Myophoria costata* Zenker,  
*Natiria costata* Münster,  
*Turbo rectecostatus* Hauer.

V šedých slieňoch, ktoré tvoria vyššiu časť súvrstvia na opisovanej lokalite, sme nazbierali:

*Pecten aff. Alberti* Goldfuss,  
*Anodontophora (Myacites) fassaensis* Wissmann,  
*Anodontophora (Myacites) elongata* Schlotheim,  
*Myophoria costata* Zenker,  
*Gervilleia mytiloides* Schlotheim,  
*Natiria costata* Münster,  
*Turbo rectecostatus* Hauer.

**Tomašovská Belá:** V doline tohto krásneho, hlboko zarezaného potoka sa vyskytuje v dĺžke ca 850 m najkrajšie odkrytý profil slienito-vápencovým súvrstvom verfénu, ktorý je obnažený na širokom skalnatom dne.

Pozrime si toto súvrstvie od jeho spodnej časti, od malej hrádze pri Klause, dolu potokom k jeho vrchnej hranici po nadložné skaliská čiernych aniských vápencov.

V spodnej časti na východnej päte svahu medzi dolinou prehradenou malou hrádzou vystupujú v menších odkryvoch doskovité až bridličnaté šedozelené a žltosé vápence



a sliene (smer 55° V sklon 25° na S). Patinu majú žltozelenú. Sliene majú čiastočne bridličnatý rozpad, ale vytvárajú aj 1–10 cm hrubé doštičky. Uprostred nich sú hrubšie vápence s doskami 10–15 cm. Pod hrádzou toto súvrstvie vytvára na nízkych skalných perejách flexúry, čo sa odráža v meniacom sa smere i sklone (postupný prechod možno pozorovať pri smere 75° V sklon 65° na S; pri smere 55° V sklon 20° na S; pri smere 45° V sklon 30° na S). Niekoľko metrov poniže hrádze na dne doliny uprostred šedozeelených a žltosedyých hornín sú tenšie polohy šedých slienitých bridlíc s jemným fialovým nádychom (smery: 50° V sklon 25° na S a 45° V sklon 25° na S). Poniže vyústenia Čierneho potoka sa nachádza miestami v mierne vrásky zvlnené súvrstvie (s plochými kridlami 5–10°) šedozeelených vápencov a slieňov, ktoré má 5 m hrubú polohu doskovitých až bridličnatých vápenitých slieňov s jemne fialovým nádychom. Na plochách odlučnosti sú jemné šupinky muskovitu, ojedinele i drobučký biotit (smer 40° V sklon 20° na S). Sotva 50 m nižšie monoklinálne uložené zelenkasté doskovité vápence a bridličnaté sliene majú vložky šedých jemne piesčitých vápnitých bridlíc s muskovitom na plochách bridličnatosti i vložky hrubozrnnnejších piesčitých šedých bridlíc s fialovým nádychom a s hojnosťou muskovitu smer 10° Z sklon 25° na V). Dolu potokom pozorovať naprieč doliny (smer 85°–100° V) doskovité vápence, ktoré sú zvrásnené v nízke brachyantiklinály (hrúbka dosiek až 10–20 cm). V slienitých bridliciach, ktoré vytvárajú polohy uprostred vápencov, je miestami jemne rozptýlený muskovit. Ďalej dolu dolinou (asi 200 m severne od kóty 628) sa vyskytujú monoklinálne, na sever uklonené zelenkasté i žltohnedé doskovité vápence a slienité vápence, ktoré majú doštičky jemne piesčitých vápencov s vrstevnými plochami pokrytými hojným muskovitom a lavice i bridlice šedofialových až fialových odtieňov slieňov s rozptýleným muskovitom. Vápence a sliene sú zväčša oddelené výraznou vrstevnou škárou — plochou odlučnosti. Pozvoľný prechod, ktorý sa obyčajne prejavuje farebnou šmuhou, nie je však zriedkavosťou. Len oniečo nižšie nachádzajú sa odkryté, prevažne doskovité, ca 20 m hrubé šedé až modrošedé vápence s hnedošedou patinou a s 1,5–2 cm polohami hnedošedých lupenatých ilovitých bridlíc, ktoré obsahujú jemný muskovit. Plastickejšie ilovité bridlice, ale aj slienité bridlice, ktoré sprevádzajú vápence v ďalších odkryvoch, sú zvrásnené v drobné vrásky. Vápencové dosky i polohy bridlíc medzi nimi dosahujú hrúbku až 15 cm.

Vo vrchnej časti súvrstvia blízko hranice nadložných aniských čiernych vápencov, v prekrásnom, asi 25 m dlhom odkryve na ľavej strane potoka vystupujú šedomodrasté až tmavošedé, miestami jemne zrnité doskovité vápence (hrúbka dosiek 5–25 cm) so šedožltou a zelenkastou patinou na vrstevných plochách. Medzi vápencami sú polohy bridličnatých slienitých vápencov tej istej farby. Súvrstvie je zvrásnené v menšie nízke vrásky o rozpätí niekoľko cm až niekoľko metrov (7–8 m). Pozri tab. II, obr. 1.

Sotva 25 m od bázy aniských vápencov vystupujú bridličnaté, žltozelené slienité vápence a tenkodoskovité šedé vápence (smer V–Z 15° na S).

V opísanom profile sme našli faunu na niekoľkých miestach. Z nazbieraných kusov v spodnej časti súvrstvia pri hrádzi sme určili:

*Myophoria costata* Zenker,

*Natiria costata* Münster,

*Tirolites (Tirolites) spinosus* Mojsisovics,<sup>3</sup>

*Dinarites nudus* Mojsisovics.<sup>4</sup>

Z fauny, ktorú sme našli ca 300 m poniže hrádze doľu potokom, určili sme:

*Anodontophora (Myacites) fassaensis* Wissmann,

*Myophoria costata* Zenker,

*Gervilleia exporrecta* Lepsius,

*Natiria costata* Münster.

Blízko bázy nadložných čiernych aniských vápencov v súvrství šedých slienitých vápencov sa vyskytuje hojnejšie:

*Myophoria costata* Zenker.

<sup>3, 4</sup> Pozri Andrusov—Kováčik — 1955.



Skameneliny sa častejšie vyskytujú nielen v samotnej doline Tomašovská Belá, ale i na jej obidvoch svahoch. Na východnom svahu v súvrství šedých slieňov sú časté:

*Myophoria costata* Zenker,  
*Natiria costata* Münster.

Na západných svahoch pod mohutnými strednotriasovými skaliskami Glacu v slienitých vápencoch verfénskych vrstiev sme nazbierali:

*Myophoria costata* Zenker,  
*Natiria costata* Münster,  
*Gervilleia* sp.

Pod Kopancom: Najbohatšiu lokalitu v slienito-vápencovom súvrství sme našli západne od sedla Kopanec v odkryvoch v záreze hradskej Hrabušice—Dobšinská ľadová jaskyňa a určili sme:

*Pseudomonotis (Eumorphotis) Telleri* Bittner,  
*Anodontophora (Myacites) fassaensis* Wissmann,  
*Anodontophora (Myacites) fassaensis* Wissmann var.  
*brevis* Bittner,  
*Myophoria laevigata* Alberti,  
*Myophoria laevigata* Alberti var. *transiens* Rübenstrunk,  
*Myophoria laevigata* Alberti var. *elongata* Philippi,  
*Myophoria laevigata* Alberti var. *ovalis* Philippi,  
*Myophoria ovata* Goldfuss,  
*Myophoria praeorbicularis* Bittner,  
*Gervilleia modiola* Frech,  
*Gervilleia mytiloides* Schlotheim,  
*Gervilleia exporrecta* Lepsius var. *linearis* Gordon,  
*Gervilleia* cf. *Meneghinii* (Tomm) Frech,  
*Natiria costata* Münster,  
*Turbo rectecostatus* Hauer.

V slienito-vápencovom súvrství, ktoré vystupuje na rozhraní chočskej jednotky a vápencovo-dolomitových komplexov Stratenskej hornatiny pri severnom okraji doliny Hrabušická Belá pri Štvrtskej píle, našli sme:

*Myophoria costata* Zenker.

Ale i na mnohých iných miestach v opísanom súvrství sa často nájdu doskovité vápence na povrchu s horšie zachovanými skamenelinami. Mimo-riadne hojná je *Natiria costata* Münster. Často sa vyskytujú i zle určiteľné exempláre *Gervilleia* sp. a *Myophoria costata* Zenker.

Uvedená fauna, najmä hojne vystupujúce myofórie (*Myophoria costata* Zenker, ďalej *Myophoria ovata* Goldfuss, *Myophoria laevigata* Alberti), svedčia o tom, že opísané slienito-vápencové súvrstvie — vyšší oddiel verfénskych vrstiev — je vrchnokampilského veku.

Uprostred verfénskych vrstiev sú už dávnejšie známe serpentinity. Schönnenberg ich uvádza z Dankovej a zo zárezu železničnej trate pri Vysokom vrchu. Serpentinity z Dankovej bližšie opísal J. Kamenický (1951). Poukazuje na kontaktný účinok týchto bázik na okolité verfénske



bridlice, z čoho súdi na spodnotriasový vek týchto bázik. Naše terénne štúdie potvrdzujú kontaktný účinok bázik, a to predovšetkým na doskovité vrchnoverfenské vápence, ktoré sú výrazne mramorovité. V mikroskope sa účinky metamorfózy v nich prejavujú i žilkami albitu. I nadložný dolomit nesie miestami stopy výraznejšej premeny, ktorú akiste vyvolal termálny účinok bázického telesa. Z uvedeného vyplýva, že intrúzia je mladšia ako spodný trias.

## II. STRATIGRAFIA VÁPENCovo-DOLOMITICKÝCH SÚVRSTVÍ

Od Štúrových čias (Štúr 1869, Illés 1902, Uhlig 1903) sa považovalo vápencovo-dolomitické súvrstvie, ktoré buduje podstatnú časť Stratsenskej hornatiny, zväčša za vrchnotriasové. Len menšia časť na geologických mapách Ríšskeho geologického ústavu, ktoré vyhotovil Dionýz Štúr, bola zaradená ako stredný trias. Neskôr Rozlosznik (1935) a Kettner (1937) zaradil vápencovo-dolomitické súvrstvia do stredného triasu. Kettner vyjadril svoj názor na základe analógie s Muránskou plošinou a podoprel ho nálezom rias rodu *Teutloporella herculea* z bielych vápencov zo severného svahu vrchu Bikarky. Týmto nálezom sa stratigraficky podložené súvrstvie bielych wettersteinských vápencov stalo východiskom i pre neskoršie práce.

Vápencovo-dolomitické súvrstvie sa považuje za strednotriasové. Csisko (1942) však odlišuje v ňom dva vývin: južný a stredný. V južnom vývine bázu vápencovo-dolomitického súvrstvia tvoria dolomity. Nad nimi je ďalší aniský člen, tmavé vápence v spodnejších polohách guttensteinského typu. Ladin zastupujú svetlé wettersteinské vápence s *Teutloporella herculea*. Vrchnú časť ladinu tvoria tmavé vápence s rohovcami, ktoré sú analogické reiflingským vápencom chočského príkrovu. Z vrchu Geravy uvádza polohu tmavých fľovitých bridlic, ktoré vystupujú na rozhraní dolomitov a vápencov. V strednom vývine vápencovo-dolomitické súvrstvie nemá dolomity, ale sa začína hrubou sériou tmavých vápencov s polohami svetlejších vápencov a s 2–3 m hrubými vložkami dolomitov. V nadloží tohto súvrstvia, ktoré nazval klauskými vápencami, sú guttensteinské vápence. Obidva členy zastupujú anis. Ladin zastupujú masy bielych wettersteinských vápencov s častejšími dasykladaceami ako v tých istých vápencoch južného vývinu.

Schönnenberg (1948), ktorý pracuje v najzápadnejšej časti Stratsenskej hornatiny, preberá v podstate Csiskovu stratigrafiu. Členy, ktoré ležia v podloží bielych wettersteinských vápencov, zahrnuje pod spoločným názvom „spodná vápencová séria“. Kartograficky ich však neodčleňuje. V bielych vápencoch uvádza nálezy rias rodu *Teutloporella herculea* a zle zachované koraly.

Vľa poznatkov o geológii Stratsenskej hornatiny priniesla najmä Csiskova práca, ktorá ukázala, že vývin vápencovo-dolomitických komplexov v Stratsenskej hornatine nie je jednotný. Podľa neho sú tu dva vývin, ktoré predstavujú dve tektonické jednotky. No jeho práca má spoločný znak s ostatnými prácami v tom, že tej istej hornine, prípadne spoločenstvu hornín sa pripisuje jednak stratigrafické postavenie v celom pohorí: tmavým vápencom aniský vek, svetlým ladiniský. Pri nedostatku skamenelín je to pochopiteľné.

Naše výskumy ukázali nejednotnosť vývinu vápencovo-dolomitických mäs v Stratsenskej hornatine, ale v zložitejších vzťahoch, ako uvádza Csisko. Štúdie, ktoré sa opierajú najmä o nálezy skamenelín, svedčia jednak o rozdielnom stratigrafickom postavení niektorých typov hornín v rôznych vývinoch, jednak o zastúpení tých istých hornín (dolomitov, bielych vápencov) v niekoľkých stratigrafických polohách jedného vývinu. Preberme za sebou jednotlivé stratigrafické členy, a to v tomto poradí: dolomity, súvrstvie tmavých vápencov, biele aniské vápence, teutloporelové vápence, biele organogénne vrchnotriasové vápence, tmavé vrchnotriasové vápence a lias.

### 1. Dolomity

Dolomity podľa Csisku vystupujú len v spodnej časti vápencovo-dolomitického súvrstvia, a to buď ako jeho bazálny člen, alebo ako vložky



uprostred tmavých vápencov (klauských). K e t t n e r (1937) uvádza dolomity ako šošovky uprostred wettersteinských vápencov. Ukázalo sa, že obidva názory sú správne. Najčastejšie dolomity tvoria bazálny člen vápencovo-dolomitického súvrstvia, a to nielen v južnej časti Stratsenskej hornatiny, ako to uvádza C s i s k o, ale miestami aj v najsevernejších častiach. Sú šedé i tmavošedé až čierne. Majú typicky dolomitický rozpad. Často sa striedajú, prípadne sa zastupujú dolomitickými vápencami. Ich hrúbka je malá, najčastejšie menšia ako 10 m, zriedka 20 m. V západnej časti Stratsenskej hornatiny v oblasti Čuntavy, Ondrejiska a Besníka sú dolomity miestami viac, inde menej rauvakizované.

V strednej časti pohoria, na severných svahoch Fischbergu, Holého Kameňa—Červenej skaly—Gačovskej skaly i na východných svahoch Havranej skaly vystupujú prevažne svetlé dolomity v hrubých masách v pruhu, ktorý je široký až 2—3 km. V doline Veľké Šajty i na Vrábľovej našli sa v nich riasy rodu *Teutloporella herculea* S t o p. Hojné sú v nich i tmavé, výrazne bieloškvrnité tenké polohy, ktoré sú typické pre ladinské teutloporelové vápence. Je zrejmé, že značná časť tejto masy dolomitov je ladinská a zastupuje biele teutloporelové vápence. Tento záver potvrdzujú pomery v západnej časti územia v oblasti Bikarky. Dolomity, ktoré vo východnej časti územia, napr. v oblasti Glacu tvorili len tenšie nepravidelné šošovky uprostred bielych teutloporelových vápencov, v spomínaných západných priestoroch tvoria hrubšie polohy. Z uvedeného vyplýva, že v niektorých častiach Stratsenskej hornatiny dolomity zastupujú teutloporelové vápence.

Dolomity najčastejšie vytvárajú priame podložie vrchnotriasových (noricých) vápencov. Tak je to na severných svahoch Holého vrchu—Červenej skaly—Suchého vrchu, na južných svahoch Havranej skaly i pri Dobšinskej ľadovej jaskyni. V ich vrchnejších polohách sa miestami našli tmavošedé až čierne ílovité i slienité bridlice. Tieto okoloŇnosti nabádajú považovať vrchnejšie polohy dolomitov za karnické a polohy tmavých bridlíc za ekvivalent reingrabenských vrstiev v Galmuskom pohorí (M a h e l 1950) i v Muránskej plošine (P o u b a 1951).

V Stratsenskej hornatine nachádzajú sa teda nielen aniské, ale aj ladinské, ba aj karnické dolomity.

## 2. Tmavé vápence

Tmavé vápence sa považovali za spodnú časť vápencovo-dolomitického súvrstvia Stratsenskej hornatiny a stotožňovali sa s guttensteinskými vápencami (Rozložník, K e t t n e r). C s i s k o odlišil dva typy týchto vápencov: klauské a guttensteinské. Prvý typ je charakteristickým členom strednej zóny súvrstvia a zastupuje najspodnejšiu časť anisu. Je teda stratigrafickým ekvivalentom dolomitov južnej zóny. Druhý typ — guttensteinské vápence sú vrchnejším členom anisu, a to v obidvoch vývinoch.

Naše štúdie potvrdili správnosť odlišenia dvoch typov tmavých vápencov a ich začlenenie do anisu. Ich stratigrafické vzťahy sú však iné, ako to C s i s k o predpokladal. Aj petrografická pestrosť tzv. guttensteinských vápencov je väčšia, preto i toto pomenovanie je pre ne nepriliehavé. Častejšie totiž majú hľuzy rohovcov a na mnohých miestach ich sprevádzajú tmavé až čierne bridlice. Upúšťam od ich starého názvu a budem ich opisovať ako tmavé vápence a bridlice.



### a) Klauské vápence

Vystupujú na báze vápencovo-dolomitického súvrstvia v pruhu, ktorý je 12 km dlhý, v severnej časti rozdvojený a tiahne sa od Smižian, dolinou Hornádu, po svahoch Kolísk a Jablone, dolinou Tomašovská Belá, po južných svahoch Glacu, cez hornú časť doliny Veľkého Sokola k lúkam Závišné Rovné. Je to súvrstvie čiernych masívnych i lavicovitých až doskovitých vápencov. Tieto laterálne i vertikálne prechádzajú a striedajú sa s tmavošedými i šedými vápencami. Uprostred masy vápencov sú tenšie, miestami však až 30 m hrubé polohy dolomitických vápencov a čiernych i šedých dolomitov. Striedanie sa uvedených hornín spôsobuje morfológickú pestrosť a na strmých svahoch sa prejavuje stupňovitosťou. Pritom vápence často vytvárajú skalné steny a dolomitové polohy medzi nimi zas miernejšie sa skláňajúce odpočinky. Hrúbka súvrstvia v jednotlivých častiach pruhu je veľmi menlivá. Menlivý je i pomer a rozloženie jeho jednotlivých členov. Pomerne dosť výrazným znakom je lavicovitost až doskovitosť hornín. Napriek tomu, že sa v klauských vápencoch nenašli nijaké skameneliny, z ich stratigrafickej polohy v nadloží vrchnokampilského slienito-vápencového súvrstvia a v podloží bielych, zväčša ešte aniských vápencov vyplýva ich aniský vek, a to spodnoaniský vek.

Pre vystihnútie petrografickej pestrosti klauských vápencov uvádzam dva profily. Prvý profil je viac-menej vertikálny a vedie po južných svahoch Glacu od ústia Čierneho potoka do doliny Tomašovská Belá. Až do výšky 750 m svah je mierne a buduje ho slienito-vápencový verfén. Od uvedenej výšky sa začína strmý skalný svah s prudkými skalnými stupňami, ktoré sú oddelené miernejšími odpočinkami (tab. II, obr. 2). Hneď od 750 m dvíha sa prvý skalný stupeň, ktorý je 25 m vysoký. Na spodku ho budujú čierne vápence s výraznými bielymi žilkami hrúbky ca 10 m. Smerom do nadložia od 760 m prechádzajú v svetlejšie vápence s tmavšími polohami. Šedé i tmavošedé až čierne vápence, ktoré sú žilkované i bez žíl, striedajú sa rýchle v horizontálnom i vertikálnom smere. Nasledujú šedé až svetlošedé vápence, ktoré budujú nízke skalné výstupy. Vo výške 780 m dvíha sa málo výrazný, asi 4 m vysoký skalný odkryv, budovaný zvrstvenými šedými i tmavošedými vápencami, ktoré do seba prechádzajú laterálne i vertikálne.

Vo výške 785—795 m je prvý najspodnejší výraznejší odpočinok, sedielko s menším stúpaním, budované z dolomitov a z dolomitických vápencov.

Nad ním strmšie sa dvíha asi 10 m vysoký skalný stupeň, budovaný čiernymi vápencami s polohami tmavošedých až šedých vápencov. V spodnejšej časti je výrazná vrstevná pruhovanosť s tmavšími i svetlejšími pruhmi nerovnakej hrúbky, zväčša 1—3 cm. Súvrstvie sa skláňa pod uhlom 15—20° na sever (smer 40° V).

Nasleduje nový, v poradí druhý, mierne sa dvíhajúci odpočinok (od 805—820 m) s troma menšími skalnými výstupmi. Budujú ho tmavošedé až šedé vápence, čiastočne dolomitické s tenšími vložkami dolomitov. Nad nimi sa do výšky 845 m strmo dvíha skalný stupeň čiernych masívnych vápencov s náznakmi vrstevnatosti. Čierne vápence v horizontálnom i vertikálnom smere sa rýchle menia na tmavošedé i svetlejšie. Najspodnejšiu časť opísaného stupňa vytvárajú šedé vápence s náznakmi dolomitického rozpadu. Uprostred nich je 80—100 cm hrubá poloha dolomitických vápencov až dolomitov, ktoré vetrajú ostrohranne, stĺpcovite kolmo na vrstevnatosť (sklon 10°).

Druhý skalný stupeň je vystriedaný novým sedlom-odpočinkom od výšky 845 m do 875 m. Budujú ho čierne až tmavošedé dolomity s náznakmi doskovitosti a lavicovitosti. I na tomto odpočinku sú malé nesúvislé skalné výstupy, ktoré ostro kontrastujú so skaliskami súvislých skalných stupňov.

Nasleduje najvyšší skalný stupeň, ktorý je morfológicky najvýraznejší. V spodnej časti uprostred čiernych vápencov sa nájdu vložky tmavých dolomitických vápencov (smer 10° V, sklon 10° na Z). Nad tým sú čierne vápence, ktoré siahajú do výšky 940 m. Vo vrchnej časti sa stávajú svetlejšími a prechádzajú do svetlých, miestami bielo žilkovaných vápencov. Budujú vrchnejšiu časť skalného stupňa, ktorý siaha do výšky 980 m.

Nepravidelné striedanie tmavých až čiernych vápencov so svetlejšími vápencami, s dolomitickými vápencami a s dolomitmi možno sledovať v celom rade pekných profilov. Osobitne



pekné odkryvy poskytuje hlboko vrezaná dolina Tomašovská Belá. Dolu touto dolinou v dĺžke približne 1100 m sledujeme toto ca 250 m hrubé súvrstvie, ktoré sa skláňa zhruba v smere spádu doliny pod uhlom 20–35°.

Nad vrchnoverfenským súvrstvom sa dvíhajú skaly tmavošedých, čiastočne bielo žilkovaných a na povrchu svetlošedých až popolavošedých vápencov s náznakmi lavicovitosti a doskovitosti. Možno ich sledovať dolu potokom doliny Tomašovská Belá v dĺžke ca 110 m. Ich celková hrúbka pri priemernom sklone 25–30° (smer 80 V) je 45–50 m. Strieda ich tenká 7 m poloha šedých vápencov. A zas sledujeme v dĺžke 155 m skaly čiernych vápencov s malým podielom bielych žiliek. Sú masívne i lavicovité. Miestami je na nich výrazná doskovitosť o hrúbke dosiek 20–30 cm, no nechýbajú ani doštičky sotva niekoľko cm hrubé. Pri malom sklone zväčša 10° (smer 75° V) hrúbka tohto člena je sotva 27–30 m.

A opäť čierne vápence sú vystriedané masívnymi šedými vápencami s tmavšími a čiernymi polohami. Ich menšie skalky vystupujú v doline v dĺžke ca 60 m, pričom hrúbka je asi 10 m. Prichádzame k prekrásnemu odkryvu, k ca 70 m dlhej a 20 m vysokej stene pri ľavom brehu doliny. V spodnej časti odkryvu sú dosky šedých vápencov hrúbky 10–20 cm. Majú tenké 1,5–2 cm doštičky dolomitických vápencov až dolomitov, ktoré sú miestami jemne brekciovité s ostrohranným, prevažne stĺpcovitým rozpadom. Miestami sú jemne pruhované. Smerom do nadložia pribúda dolomitov. Okrem tenších 5–10 cm dosiek sú polohy až 0,5 m hrubé. Pestrosť odkryvu nespôsobuje len výrazná doskovitosť a ostrohrannejší povrch, ale aj značná farbitosť. Jemné, sotva niekoľko mm hrubé šedé pružky rozdielných odtieňov sa striedajú so širšími niekoľkokentimetrovými šmuhami. Malebnosť zvyšujú ešte biele škvrny — nálety kalcitu na šedých polohách odkryvu. Na tenších pruhoch pozorovať jemné zvlnenie. Širšie pruhy sú rovné a pruhovanosť je rovnobežná. Celkovú hrúbku dolomitových súvrství možno odhadnúť na 10–12 m. Vrchnejšiu časť odkryvu tvoria čierne vápence so šedým až tmavošedým povrchom, ktoré pri miernom sklone celého súvrstvia sa skláňajú na S pod uhlom 10° (smer 70° V). Po doline môžeme ich sledovať v dĺžke ca 70 m a tak zistiť ich povahu v niekoľkých pekných odkryvoch. Čierne hrubolavcovité až masívne vápence o hrúbke lavíc až 0,8 m majú polohy šedých vápencov i tenšie doštičky dolomitických vápencov s ostrohrannejším rozpadom. Namerané sklonky vykazujú malé hodnoty 10–12° na S (smer 40° V). Hrúbka súvrstvia je asi 12–14 m.

Smerom do nadložia striedajú ich tmavošedé vápence obyčajne s výraznejšou lavicovitou a so šedým povrchom. Striedajú sa so svetlejšími vápencami a majú i tenšie vložky šedých a žltosudých dolomitických vápencov a dolomitov. Tenké, sotva 2–10 cm doštičky dolomitov majú výraznú jemnú pružkovanosť — vrstevnatosť.

Asi 75–80 m od ústia Sokolovej doliny vystupujú len ojedinelé menšie výstupy dolomitov. V doline na jej pravej strane stretávame sa s pekným, 1–2 m vysokým a 30 m dlhým odkryvom. Tmavošedé, zriedkavejšie až čierne dolomity vystupujú tu v 5–10 cm, miestami len 2–3 cm hrubých doskách. V spodnejšej časti odkryvu sú však aj 25 cm hrubé lavice. Najmä v niektorých laviciach dolomity majú typický ostrohranný rozpad. Pri sklone prevažne 10° a miestami dokonca i pri menšom, len 5° sklone hrúbka dolomitovej polohy dosahuje sotva 10 m.

Od ústia Sokolovej doliny v dĺžke ca 110 m sa opäť stretávame s tmavošedými vápencami, ktoré laterálne i vertikálne prechádzajú do čiernych, len skromne bielo žilkovaných vápencov. Dosky o hrúbke 20–50 cm majú sklon okolo 15° na S (smer V-Z). Hrúbka tohto člena dosahuje ca 25–28 m.

Najvrchnejším členom súvrstvia klauských vápencov v doline Tomašovská Belá sú tmavošedé dolomitické vápence s ostrohranným rozpadom, s polohami tmavošedých až čiernych dolomitov. Miernejšie svahy, budované týmto sotva 10–12 m hrubým členom, ostro kontrastujú s výraznými skaliskami nadložných bielych aniských vápencov.

Z opisu vyplýva, že dolomitové polohy v uvedenom profile sú rozložené v strednej a v najvrchnejšej časti súvrstvia.

Ako vidieť z obidvoch profilov i z celého radu iných, klauské vápence smerom do nadložia sú vystriedané bielymi vápencami a nie guttensteinskými, ako to uvádza Csisko. Sú teda ekvivalentom nielen súvrstviu spodnoaniských dolomitov, ale aj súvrstviu tmavých vápencov a bridlíc, ako to v ďalšom uvidíme.

#### b) Tmavé vápence a bridlice

V ostatných častiach Stratenskej hornatiny, okrem oblasti rozšírenia klauských vápencov, vystupuje v podloží masy bielych vápencov obyčajne



nad spodnoaniskými dolomitmi súvrstvie tmavých vápencov, sprevádzané často bridlicami.

Petrografický ráz súvrstvia je menlivý. Tvoria ho masívne bielo žilkované vápence, doskovité až bridličnaté čierne i tmavošedé vápence, slienité vápence i tmavé sliene, tmavošedé až čierne krinoidové i tmavošedé a čierne vápence s rohovcovými hľuzami, ďalej tmavohnedé až čierne slienité bridlice i fľovité bridlice. Na rôznych miestach nevystupujú všetky naraz, ale vždy len niektoré z nich. Na dvoch miestach v severnej časti Stratenskej hornatiny sme našli v tomto súvrství skameneliny.

Na Kopanci v čiernych, čiastočne krinoidových vápencoch, ktoré ležia v nadloží ca 20 m hrubej polohy čiernych vápnitých a slienitých bridlíc s vložkami čiernych doskovitých vápencov, zistili sme:

*Encrinus liliiformis* Scholtheim,  
*Rhynchonella (Norella) refractifrons* Bittner,  
*Rhynchonella cimbrica* Bittner,  
*Pecten* cf. *Seebachii* Salomon,  
*Pecten* sp.

Pri južnom okraji vernárskych lúk severne od Červeného Štrosu v tmavošedých vápencoch, ktoré sú poprerastané hojnými hľuzami rohovcov, našli sme:

*Encrinus* sp.,  
*Waldheimia angustaeformis* Boeckh,  
*Terebratula lacrimontana* Bittner,  
*Rhynchonella protractifrons* Bittner,  
*Rhynchonella* sp. ind. aff. *trinodosi* (Bittner),  
*Rhynchonella* cf. *ottomana* (Bittner).

Uvedená fauna potvrdzuje príslušnosť súvrstvia tmavých vápencov a bridlíc k anisu.

Hrúbka tohto súvrstvia je malá, obyčajne len niekoľko metrová a veľmi nestála. Zriedkavejšie súvrstvie dosahuje hrúbku 20—35 m, a to najmä tam, kde sú zastúpené tmavé vápence, sprevádzané bridlicami.

V mnohých priestoroch, predovšetkým vo východnej časti pohoria, vystupujú len niekoľko metrov hrubé, aj to len zriedkavé polohy tmavých až čiernych vápencov s ojedinelými hľuzami rohovcov (na Brežinách, na južnom svahu Fischbergu). Inde sú to len tmavšie spodnejšie polohy v mase bielych vápencov, ktoré sú obyčajne prestúpené sieťou 2—5 mm hrubých bielych kalcitových žiliiek a sprevádzané červenkastými vápencami (v lome nad Hnilcom pri Dobšinskej Maši; v malom lome pri Bielych Vodách, v lome nad traťou poniže Stratenskej Pily). Pri Dedinkách, na svahoch Baraních Rohov, západne od Lipovca a v dlhom pruhu pri severnom okraji vápencovo-dolomitického komplexu, ktorý sa ťahne cez spomínané lokality Kopanec—severná päta Červeného Štrosu, zistili sme tmavé až čierne vápence s čiernymi fľovitými a slienitými bridličkami. Bridlice sprevádzané tenkými vložkami čiernych vápencov vystupujú najčastejšie v spodnej časti súvrstvia. Severne od Červeného Štrosu na spodku v nadloží dolomitov sú čierne tmavošedé vápence s hojnými rohovcovými hľuzami a s malými šošovkami rohovcov. Nad nimi sú čierne a tmavé, čiastočne slienité bridlice s vložkami doskovitých čiernych vápencov. Nasledujú čierne vápence s náznakmi lavovitosti a s polohami tmavošedých, čiastočne zbridličnatých slieňov. Masívne tmavošedé vápence prechádzajú do bielych a ružových vápencov.

Súvrstvia tmavých vápencov a bridlíc sa hojnejšie vyskytujú v južnej časti Stratenskej hornatiny. Aj tu sú niekde len tmavé vápence s tenšími zbridličnatými vložkami (na ľavom svahu Hnilca, južne od Dobšinskej ľadovej jaskyne, Kazateľna, západný svah



Čuntavy), inde tmavé vápence, ktoré sú prestúpené ojedinelými (Besník), prípadne hojnými hľuzami rohovcov (severný cíp Kotliny, nad Dankovou pri kóte 1001, švermovské spojovacie hrdlo). Tmavé vápence vystupujú častejšie v sprievode tmavých bridlíc (pri Dobšinskej ľadovej jaskyni, na Untergarten, Tafel, v úzkych antiklinálach na severnom svahu Ondrejiska).

Tmavé vápence sú miestami silnejšie zasiahnuté metamorfózou, a to v oblasti Ondrejiska a Čuntavy, v švermovskom hrdle, čiastočne i na Besníku a hlavne severne od Ondrejiska. Majú pruhovanosť mramorovitého vzhľadu. Mikroskopicky sa v nich zjavujú automorfne zrná kremeňa. Metamorfóza postihla mimoriadne silne tmavé vápence v šošovkách, zavrásnených uprostred verfenských kremencov na severných svahoch Ondrejiska. Sú bridličnaté, detailno zvrásnené a vybielené. Grafit je roztrúsený na plochách bridličnatosti vo forme tenkých šupín. Menlivý petrografický charakter a nestála hrúbka sú pre toto súvrstvie výrazné.

### 3. Biele vápence

Biele vápence budujú podstatnú časť vápencovo-dolomitického súvrstvia Stratenskej hornatiny. Už sme povedali, že sa im pripisoval najprv vrchnotriasový vek a po náleze skameneliny *Teutloporella herculea* St o p považovali ich za ladinské (wettersteinské).

Naše štúdie však ukázali, že biele vápence v Stratenskej hornatine sú aspoň troje, a to: aniské, teutloporelovo-ladinské a vrchnotriasové.

Aniské vápence neobsahujú teutloporely, ladinské sú často plné teutloporel a vrchnotriasové sú zas miestami bohaté na koraly, machovky a brachyopódy. Zatiaľ sa podarilo kartograficky vyčleniť predovšetkým ladinské vápence, ktoré sa okrem teutloporel, hojných prakticky vo všetkých priestoroch ich rozšírenia, vyznačujú prítomnosťou tmavých, výrazne bieloškvrnitých polôh. Tieto vápence sa vyznačujú okrem týchto znakov (typických i pre ladinské dolomity Stratenskej hornatiny i susednej chočskej jednotky Nizkých Tatier) obyčajne rovnejším a hladším lomom so skleným leskom. Aniské i vrchnotriasové vápence nemajú prv uvedené znaky a ich lom je zväčša nerovný. Pravda, tieto znaky nepostačujú vždy na odlíšenie uvedených typov, najmä nie tam, kde tektonické pomery sú komplikované a kde sa nemožno opierať o ich stratigrafickú polohu. Tým menej to platí v najzápadnejšej časti Stratenskej hornatiny, kde mezozoické súvrstvia sú postihnuté metamorfózou, ktorá zotrela poznávacie znaky.

#### a) Biele aniské vápence

V podloží ladinských vápencov s hojnými teutloporelami vystupujú v Stratenskej hornatine biele vápence, ktoré neobsahujú tieto skameneliny. Sú biele, bielošedé i ružovkasté. Posledná varieta spolu s hnedastými vápencami i s polohami tmavších vápencov je častejšia najmä v spodnejších častiach. Vystupuje obyčajne v hrubých masách, len zriedka s výraznejšou lavicitosťou až doskovitosťou. Vápence sú zväčša celistvé, obyčajne prestúpené sieťou jemnejších i hrubších mliečnobielych i červenkastých žiliek. Miestami sa nájdu v nich i polohy brekciovitých vápencov. V spodnejších polohách v bielych i ružovkastých vápencoch na celom rade miest sme našli hľuzy tmavých, najmä červených rohovcov (Ondrejisko, južne od Kopanca).



Na iných miestach sú uprostred vápencov malé šošovky žltozelených i červenkastých ílovitých, kremitých i slienitých bridlíc (pri lúke Zadné Závišné, na Ondrejisku). V niektorých priestoroch (svahy Jablone, Kopanec) sú šedé, zrnité, čiastočne dolomitické vápence s ostrohrannejším rozpadom, miestami brekciovité.

Prechod do podložínych tmavých vápencov je pozvoľný. V miestach, kde tmavé vápence chýbajú, styk s dolomitmi obstarávajú najčastejšie dolomitické vápence. Pravda, ešte menej nápadná, obyčajne problematická je ich hranica k nadložným teutloporelovým vápencom.

Opísané vápence sú chudobné na skameneliny. Len miestami sú na ich navetranom povrchu náznaky drobných mikroorganizmov (Kolisky, Čertova Sihoč, Červený Štros, Vysoký vrch). Z makrofauny sme našli vo vrchnejších polohách vápencov na Čertovej Sihoči drobné koraly a krinoidy:

*Encrinus* sp.

Na lúke Závišné Turné východne od Lipovca našiel som nie najlepšie zachovaný amonit, ktorý akademik *Andrusov* určil ako

*Ptychites flexuosus* Mojsisovics.

Uvedená, zatiaľ veľmi skromná fauna nasvedčuje, že ide o súvrstvie aspoň sčasti vrchnoaniské. Táto stratigrafická príslušnosť vyplýva i z polohy v bezprostrednom podloží teutloporelových ladinských vápencov.

Vo východnej časti Stratenskej hornatiny vystupujú tieto vápence v masách miestami až 200 m hrubých na rozhraní klauských a ladinských vápencov. Pri miernom sklone 20–30° budujú rozsiahle priestory najmä na Koliskach, Drablovej a Jabloni. V hrubej mase bielych červeno žilkovaných vápencov sú len miestami lavicovité až doskovité polohy. V ich spodnejšej časti blízko podložia klauských vápencov sú polohy čiernych a červených vápencov hrúbky miestami 10–20 m. Na severných svahoch Jablone a Drablovej je súvislý pruh zrnitých, čiastočne dolomitických, miestami brekciovitých vápencov s ostrohrannejším rozpadom. Svahy nimi budované sú miernejšie. Ostatná opísaná oblasť predstavuje jednu z najdivnejších častí Slovenského raja, ktorá je morfológicky silne členitá s prudkými skalnými svahmi a hlbokými dolinami. Do týchto vápencov vrezala sa bystrina Tomašovská Belá prekrásnym 2000 m dlhým kaňonom.

Nerovnomerne hrubé masy aniských vápencov sú rozložené v podloží ladinských vápencov i pri okrajoch gl'ackej „kryhy“ v jej juhozápadnej časti. Na dvoch miestach, a to pri lúke Závišné Rovné a na lúke Vrábľová sú uprostred vápencov bielošedé a žltobiele ílovité a ílovito-kremité bridlice. V bazálnej časti vápencov na južnej päte Lipovca sú červenkasté vápence s červenými rohovcovými hľuzami.

I v ostatnej časti Stratenskej hornatiny patrí bielym aniským vápencom značná časť vápencovo-dolomitického komplexu. Vytvárajú obyčajne niekoľko desiatok miestami až 100 m hrubé polohy. Budujú skalný pruh Fleischerbergu i spodnú časť skalných svahov Baraních Rohov a Gačovskej Skaly. Pri Dedinkách v umelom odkryve na okraji športového ihriska, ktoré je ca 120 m dlhé, uprostred masívnejších šedých vápencov s hrubými mliečnobielymi i červenkastými kalcitovými žilkami je 4 m hrubá poloha strakatých červenobielych vápencov s drobnými hľuzami rohovca. V ich susedstve je 20 cm hrubá vložka tmavošedých až čiernych zbrídlíčených vápencov smeru 25° V sklon 70° na Z.

Hrubšie masy bielych aniských vápencov vystupujú v podloží teutloporelových vápencov na svahoch Skalky, Pelcu, Čuzaniska a Duče. Hranica medzi oboma typmi vápencov je v tejto časti pohoria nevýrazná. Ešte menej výrazná je na skaliskách nad Stratenským „oknom“. V spodnejších častiach vápencových skalisk, ktoré ležia v nadloží spodnoaniských dolomitov, nie sú teutloporely. No ináč nie sú tieto vápence odlišné od vrchnejších ladinských vápencov s teutloporelami.

V južnej časti Stratenskej hornatiny biele aniské vápence zaberajú podstatnú časť vápencového súvrstvia. V masíve Ondrejiska pri východnom okraji lúky, ktorá leží juhových-



chodne od kóty 1271, v jeho spodnej časti sú hojné červenkasté vápence s drobnými hľuzami rohovcov. V tomto masíve našli sme na dvoch miestach uprostred vápencov žltkastošedé, ružovkasté i zelené ílovité až kremité bridlice.

V západnej časti pohoria sú na mnohých miestach mramorovité vápence postihnuté metamorfózou (západný svah Ondrejiska, pri veľkej lúke na Ondrejisku, východný svah vrchu s kótou 1246, severný svah Ondrejiska, svahy Čuzaniska, na Dankovej, na Kotline, najmä však v šošovkách zavrásnených uprostred spodnotriasových kremencov). Vápence mikroskopicky vykazujú autometamorfné zrnká kremeňa ojedinele i idiomorfne obmedzené albity a niektoré majú aj mramorovitú štruktúru. Na juhovýchodnom svahu Čuntavy a v šošovkách, zavrásnených uprostred spodnotriasových kremencov na severnom svahu Ondrejiska a na Besníku, sú silne rauvakizované.

#### b) Teutloporelové vápence

Sú biele i šedé masívne vápence s častejšími nepravidelnými tmavšími polohami a s bielymi rôznotvarnými škvrnami. Ich lom je pri údere hladký s matne skleným leskom na plochách lomu. Povrch vápencov je hladký, často však s drobnými ostrohrannejšími nerovnosťami. Typická je pre ne hojnosť rias rodu *Teutloporella herculea* St o p (tab. III, obr. 1). Prekrásne sú v tmavších vložkách pri ceste z Hrabušíc na Kláštorisko, na svahoch doliny, tiahnucej sa od Štvrtskej Píly na Vahán, v dolnej časti nádherných roklín Veľkého i Malého Sokola, na svahoch hornádskeho kaňona, na severozápadnej päte Bikariek, na plošinách Pelc a Skala, na Čuzanisku pri hradскеj od Dobšinej k Stratenej, na južných svahoch Duče atď. Miestami vystupujú uprostred vápencov nepravidelné polohy dolomitov s tmavšími bielo škvrnitými polohami a s teutloporelami. Okrem teutloporel našli sme v týchto vápencoch i gastropódy. Na začiatku rokliny Veľký Sokol sme našli:

*Omphaloptycha retracta* Kittl,

*Omphaloptycha irritata* Kittl.

Hrúbka súvrstvia vápencov dosahuje miestami (Gľac) až 500 m. V západnej a južnej časti pohoria je podstatne menšia.

Teutloporelové vápence vystupujú predovšetkým na plošinách Gľac, Skala, Pelc a Duča. Prítomnosťou teutloporel zistili sa i na južných svahoch Gačovskej skaly, pri Dedinkách, na Čuzanisku a na Čuntave. Najväčšiu plochu zaberá rozsiahla gľacká plošina s krásnym krasovým fenoménom, rozrezaná divými dolinami, z ktorých sú najznámejšie: Veľký a Malý Sokol, Suchá Belá, Kysel' a Sokoľová. Uloženie vápencov je ploché 20–30°. Pri severnom okraji, najmä v južnej zúženej časti, uprostred vápencov sú častejšie polohy dolomitov, tvoriacích i niekoľko desiatok metrov dlhé hrubé polohy.

#### c) Vrchnotriasové biele vápence

Masívne, prevažne biele, prípadne bielošedé organogénne vápence budujú miestami až vyše 200 m hrubé masy. Sú často prestúpené mliečnobielymi, prípadne ružovkastými kalcitovými žilkami. Časté sú nepravidelne rozložené ružové i červenkasté vápence. Bielošedé vápence majú miestami drobné



tmavé škvrnky. Medzi celistvými vápencami sa nájdú drobné zlepenčovité polohy, zložené asi z valúnkovitých rôznotvarých organogénnych foriém. V niekoľkých odkryvoch sa našli i nepravidelné, až 1 m hrubé polohy vápencových brekcií z vlastného vápencového materiálu, stmeleného vápnitým, čiastočne limonitickým tmelom. Povrch vápencov je hladký, prípadne posiaty drobnými navetranými organizmami. Takéto, ináč časté organogénne vápence javia pod mikroskopom výraznú organogénno-úlomkovitú, často aj oolitickú štruktúru. Pritom zvyčajne hrubokryštalická, prípadne strednokryštalická základná hmota uzatvára úlomky obvykle foramifer, prípadne i rias.

Na niekoľkých miestach možno pozorovať pozvoľný prechod do podložitých dolomitov. Na južnom svahu Lipovca a v skalnom odkryve pri hradskej pri Dobšinskej ľadovej jaskyni je na prechode dolomitov a vrchnotriasových vápencov poloha dolomitických vápencov s rohovcovými hľuzami.

Na južnom svahu horskej skupiny Lipovca (vrch s kótou 1160,3) nad hrubou masou dolomitov sú šedé skalné, sčasti dolomitické vápence s rohovcovými tmavošedými hľuzami, skleneného lesku, najčastejšie veľkosti pásty, menej často až veľkosti ľudskej hlavy. Sú okrúhle i pretiahnuté. Hľuzy sú riedko rozložené, inde zas vedľa seba husto nakopené. Rohovcové hľuzy vetrajú ostrohranne. Samé dolomitické vápence majú ostrohranný povrch. V nadloží tejto masy je 3—5 m hrubá poloha doskovitých dolomitických vápencov s výrazným bielym povrchom. Tieto pozvoľna prechádzajú do masívnych bielych a bielošedých vápencov.

Prechod dolomitov do vrchnotriasových vápencov na druhej, prv spomenutej lokalite pri Dobšinskej ľadovej jaskyni je takýto: Masívne šedé dolomity s ostrohranným povrchom s typickým dolomitickým rozpadom prechádzajú v 15 m hrubé súvrstvie dolomitických vápencov s nepravidelnými polohami jednak dolomitov, jednak vápencov. Nasledujú 20 m hrubé masívne vápence až dolomitické vápence, ktoré sú miestami svetlejšie, inde zas tmavšie. Obsahujú čierne i tmavohnedé rohovcové hľuzy. Tieto sú najčastejšie guľovité a veľké ako pásty. Nechýbajú však ani väčšie, pretiahnuté a rôznotvaré hľuzy. Ich rozloženie je nepravidelné. Niekde sú husto nakopené a zaberajú jednu štvrtinu až jednu tretinu horniny, inde sú len ojedinelé. Nasleduje 1 m hrubá poloha dolomitov so sklonom 85° na S. Nad ňou sú masívne biele i bielošedé, ca 30 m hrubé vápence, ktoré sú vystriedané bielošedými vápencami s ružovkastým nádychom a s 10—20 cm veľkými závalkami a hľuzami hnedočervených vápencov. Po tejto 15 m hrubej polohe nasleduje masa bielych a bielošedých vápencov, ktoré sú prestúpené výraznými mliečnobielymi i ružovkastými žilkami. Uprostred nich je poloha čiernych a zelených, čiastočne červenkastých, na povrchu rozložených slienitých bridlic smeru 70° V so sklonom 80° na S. Hrúbka polohy je nepravidelná, 1—1,5 m. Pozri tab. IV.

Vrchnotriasové vápence sme zistili v Stratenskej hornatine doteraz v dvoch pruhoch. Prvý pruh tvorí rozsiahla kryhovitá masa v nadloží dolomitov na hrebeni Suchý Vrch—Geravy—Gačovská skala. Hrúbka masy je nerovnomerná, na severných svahoch väčšia a dosahuje až 180 m. Nad miernejšími svahmi dolomitov sa tu dvíhajú strmé, skalné, miestami stenovité svahy. Vrchná časť kryhy je morfológicky málo členitá, len s menšími vyvýšeninami.

Druhý paleontologický preukázaný pruh bielych vápencov buduje vrchol Havranej skaly a cez Lipovec zostupuje do doliny Hnilca k Dobšinskej ľadovej jaskyni. Jeho hranica je morfológicky výrazná na svahoch Lipovca. Na rozdiel od kryhy Holý Kameň—Gačovská skala v opisovanom pruhu sú vápence silne vztýčené, v doline Hnilca až 80° so sklonom na sever. Pravdepodobným pokračovaním tohto pruhu je pruh bielych vápencov, ktorý sa ťahne od Závišného Turného ponad masu dolomitov po svahu Glacu k Lešnici na svahy Matky Božej. Pravda, o jeho vrchnotriasovej príslušnosti súdím len z jeho polohy. Je možné, že vrchnotriasový je i niektorý pruh bielych vápencov západne od Dobšinskej ľadovej jaskyne. Fauna sa však v tejto časti zatiaľ nenašla a tektonické pomery sú veľmi zložené.

Už prv sme spomenuli, že masa bielych vápencov má časté organogénne polohy, a to nielen s mikroorganizmami, ale aj s makrofaunou. Na niekoľ-



kých miestach sa našla pomerne bohatá makrofauna, a to: koraly, machovky, hojné brachyopódy, ďalej lamelibranchiáta, gastropódy i málo početné amonity. Doteraz sa podarilo určiť značnú časť fauny brachyopód a niekoľko lamelibranchiát. Mimoriadne bohatú faunu sme našli na niekoľkých miestach vo vrchnej časti masy vápencov, ktoré budujú kryhu Holý Kameň—Červený Kameň—Suchý vrch—Geravý—Gačovská skala. Pomerne bohatá fauna je i v bielošedých vápencoch na Havranej skale. V bielych vápencoch severne od Dobšinskej ľadovej jaskyne sme našli skameneliny na štyroch miestach: blízko križovatky stratenskej a hrabušickej hradskej z pravej strany Hnilca, na protilahlých skalných svahoch z ľavej strany Hnilca, 400 m severne od Dobšinskej ľadovej jaskyne a v okolí lomu pri novej osade. Uvádzam zoznam určených skamenelín na jednotlivých lokalitách.

Holý Kameň. V bielošedých vápencoch v priestore hrebeňa sme našli:

*Spiriferina Emmrichi* (Suess) var. *acerrima* Bittner,  
*Spiriferina Emmrichi* (Suess) var. *subtilicostata* Bittner,  
*Retzia Schwageri* var. *media* Bittner,  
*Waldheimia kühni* Jekelius,  
*Waldheimia* (*Aulacothyris*) cf. *Ramsaueri* Suess,  
*Waldheimia* (*Aulacothyris*) *supina* Bittner,  
*Waldheimia* (*Aulacothyris*) *conspicua* Bittner,  
*Waldheimia* (*Aulacothyris*) *Rüdti* Bittner,  
*Waldheimia* (*Aulacothyris*) *rupicola* Bittner,  
*Aulacothyris* (*Camerothyris*) *subangusta* Münster var. *opercularis* Bittner,  
*Waldheimia* (*Cruratula*) *eudoxa* Bittner,  
*Spirigera eurycolpos* Bittner,  
*Spirigera* (*Diplospirella*) *Wissmani* Münster,  
*Terebratula* ex. aff. *pyriformis* (Suess) Bittner,  
*Terebratula hilum* Bittner (?),  
*Terebratula Razana* Bittner (?),  
*Rhynchonella* ex. aff. *fissicostatae* (Suess), Bittner,  
*Rhynchonella* (*Austriella*) *intercurrents* Bittner,  
*Ammonites* sp.

Červený Kameň. V bielych a ružových vápencoch na rozsiahlejšom priestore sme našli:

*Spiriferina Emmrichi* (Suess) var. *acerrima* Bittner,  
*Spiriferina* sp.,  
*Retzia Schwageri* var. *fastosa* Bittner,  
*Waldheimia kühni* Jekelius,  
*Waldheimia* (*Aulacothyris*) *conspicua* Bittner,  
*Waldheimia* (*Aulacothyris*) *reflexa* Bittner,  
*Waldheimia* (*Aulacothyris*) *porrecta* Bittner,  
*Spirigera eurycolpos* Bittner,  
*Spirigera* cf. *oxycolpos* (Emmrich) Bittner,  
*Spirigera* (*Dioristella*) ex. aff. *indistincta* (Beyer),



*Spirigera (Diplospirella) Wissmani* Münster,  
*Spirigera (Diplospirella) pentagonalis* Klipstein,  
*Terebratula hungarica* Bittner,  
*Rhynchonella fissicostata* Suess,  
*Ammonites* sp.

Suchý vrch. V bielych vápencoch pri severovýchodnom okraji veľkej lúky sme našli:

*Waldheimia kühni* Jekelius,  
*Spirigera* cf. *oxycolpos* (Emmrich) Bittner,  
*Halorella amphitoma* Bronn,  
*Ammonites* sp.

Pri novej jaskyni na Geravách. Všetky skameneliny sú z jednej, sotva 5 m hrubej, silne organogénnej polohy. Sú to:

*Retzia superbescens* Bittner,  
*Waldheimia (Aulacothyris) conspicua* Bittner,  
*Spirigera eurycolpos* Bittner,  
*Terebratula hungarica* Bittner,  
*Rhynchonella fissicostata* Suess,  
*Rhynchonella* ex. aff. *fissicostatae* (Suess), Bittner,  
*Rhynchonella subrimosa* Schafhäutl,  
*Rhynchonella (Austriella) intercurrents* Bittner,  
*Arcecid* gen sp. ind.

Na Geravách blízko kóty 1100 (Viskupova lokalita). V bielošedých vápencoch (tab. III, obr. 3) na malom priestore sme našli:

*Waldheimia (Aulacothyris) conspicua* Bittner,  
*Spirigera eurycolpos* Bittner,  
*Terebratula praepunctata* Bittner,  
*Terebratula* cf. *cassiana* (Bittner),  
*Rhynchonella spreta* Bittner,  
*Rhynchonella* ex. aff. *fissicostatae* (Suess) Bittner,  
*Rhynchonella superba* Bittner,  
*Halorella amphitoma* Bronn,  
*Halorella amphitoma* Bronn var. *media* Bittner,  
*Halorella amphitoma* Bronn var. *intermitens* Bittner,  
*Cassianella* sp.

Gačovská skala. I v bielych vápencoch na juhozápadnom svahu Gačovskej skaly, severne od Dediniek, našli sme dva exempláre, a to:

*Spiriferina Emmrichi* Suess var. *subtilicostata* Bittner,  
*Spiriferina Emmrichi* Suess var. *acerrima* Bittner.

Havrania Skala. V bielošedých a bielych vápencoch na severnom svahu v priestore ca 100 m<sup>2</sup> sme našli hojnú faunu najmä brachyopód a lamelibranchiát a určili sme:

*Spiriferina Emmrichi* Suess,  
*Spiriferina Emmrichi* Suess var. *subtilicostata* Bittner,



*Spirigera eurycolpos* Bittner,  
*Spirigera* cf. *oxycolpos* (Emmrich) Bittner,  
*Spirigera* (*Diplospirella*) *Wissmani* Münster,  
*Terebratula* ex. aff. *pyriformis* (Suess) Bittner,  
*Terebratula pyriformis* Suess,  
*Rhynchonella fissicostata* Suess,  
*Rhynchonella* ex. aff. *fissicostatae* (Suess) Bittner,  
*Rhynchonella subrimosa* Schafhäutl,  
*Rhynchonella* cf. *subrimosa* Schafhäutl,  
*Rhynchonella* (*Austriella*) *lingulina* Bittner,  
*Cassianella angusta* Bittner (?),  
*Cassianella* sp.,  
*Ammonites* sp.

V spodnej časti vrchnotriasových vápencov na lokalite naproti križovatke hrabušickej a stratenskej hradskej, na pravom brehu Hnilca v šedých vápencoch sme našli túto faunu:

*Spirigera* (*Diplospirella*) *Wissmani* Münster,  
*Posidonia obliqua* Hauer,  
*Posidonia* sp.,  
*Cassianella* cf. *angusta* Bittner,  
*Ammonites* sp.

Vo vyššej polohe vápencového komplexu nad protíľahlými skaliskami, ktoré čnejú na ľavej strane Hnilca, v bielošedých vápencoch sme našli:

*Rhynchonella fissicostata* Suess,  
*Posidonia* sp.

Vo vrchnej časti súvrstvia ca 400 m severne od hotela pri Dobšinskej ľadovej jaskyni v bielych organogénnych vápencoch, bohatých na koraly a machovky, podarilo sa z početnej fauny určiť:

*Cyrtina austriaca* Suess,  
*Cyrtina Suessii* Winkler,  
*Retzia Schwageri* var. *fastosa* Bittner,  
*Waldheimia* (*Aulacothyris*) *reflexa* Bittner,  
*Waldheimia kühni* Jekelius,  
*Spirigera* (*Dioristella*) *indistincta* Beyer,  
*Rhynchonella fissicostata* Suess,  
*Rhynchonella* ex. aff. *fissicostatae* (Suess) Bittner.

V bielych a ružových vápencoch pri lome vedľa novej osady pri Dobšinskej ľadovej jaskyni našli sme okrem bohatej fauny zle zachované amority a koraly, ako i početné brachyopódy týchto druhov:

*Spiriferina Emmrichi* (Suess) var. *subtilicostata* Bittner,  
*Retzia Schwageri* var. *fastosa* Bittner,  
*Terebratula pyriformis* Suess,  
*Spirigera* cf. *oxycolpos* (Emmrich) Bittner,  
*Halorella amphitoma* Bronn.



Vymenovaná fauna na všetkých lokalitách svedčí o vrchnotriasovej príslušnosti opisovaných vápencov. Najväčšia časť brachyopódovej fauny pripomína dachsteinský východoalpiský vývin a uvádza sa predovšetkým z vrchného nóru. Niektoré druhy, najmä fauna na Havranej skale a pri lome pri Dobšinskej ľadovej jaskyni, uvádza sa častejšie ako rétická. Je teda otázka, či biele vrchnotriasové vápence v Stratenskej hornatine nezastupujú ešte i réť. Goetel (1917) považoval obdobnú brachyopódovú faunu od Bleskového prameňa pri Drnave pri Juhoslovenskom krase za typickú pre réť, a to za jeho dachsteinský vývin. Andrusov (Andrusov - Kováčik 1955) však na základe amonitov pričlenil vápence s uvedenou faunou k vrchnému nóru, t. j. k sevantu. I na našich lokalitách sa našla spolu s faunou brachyopód a lamelibranchiát i fauna amonitov, aj keď len ojedinelé exempláre. Zatiaľ nie je určená. Dúfajme, že rozšírenie a ďalšie zbery pomôžu presnejšie určiť hornú stratigrafickú hranicu opisovaného súvrstvia a tým prispieť i na riešenie spornej otázky stratigrafického postavenia medzi vrchným triasom a liasom v Spišsko-gemerskom rudohorí.

#### 4. Tmavé vrchnotriasové vápence

V severnej časti Stratenskej hornatiny popri západnom okraji širokého pásu dolomitov tiahne sa cez horskú oblasť Matky Božej a hornú časť doliny Lešnice pruh tmavošedých až čiernych vápencov, ktorý je miestami prerušený, inde zas rozdvojený. Na svahoch Matky Božej hrúbka vápencov dosahuje až 150 m, inde obyčajne sotva niekoľko desiatok metrov. Csisko považoval za charakteristický znak týchto vápencov rohovcové hľuzy. Na základe toho ich porovnával s reiflingskými vápencami chočského príkrovu a pripisoval im vrchnoladinský vek. Vápence sú čierne i tmavošedé, ale často sú v nich i svetlejšie polohy. Miestami sú prestúpené výraznejšími bielymi kalcitovými žilkami. Sú celistvé, zriedka drobnozrnité. Mikroskopicky prevažne javia organogénno-úlomkovitú štruktúru. Rohovcové hľuzy nie sú v nich rovnomerne rozmiestnené. Niektoré polohy na Brežinách a na svahoch Matky Božej sú preplnené rohovcami, v iných sú rohovce ojedinelé, ba sú i hrubšie masy bez nich. Rohovce sú čierne, tmavohnedé a nezriedka i červenkasté. Tvorila najčastejšie pretiahnuté hľuzy, ktoré sú 10—15 cm dlhé. Často sa vyskytujú drobné hľuzy veľkosti orecha, ale nájdú sa aj nepravidelné hľuzy väčšie ako ľudská hlava. Podstatná časť vápencov vystupuje v masách. Lavicovité až doskovité polohy sú zriedkavejšie, ale nájdú sa uprostred nich i bridličnaté polohy, sotva 1 mm hrubé.

Na západnom svahu vrchu Brežiny a na východnom svahu Matky Božej našli sme na niekoľkých miestach lumachely (tab. III, obr. 2), z ktorých sa nám podarilo vybrať pomerne dobre zachované brachyopódy rodu

*Halorella amphitoma* Bronn.

Tým sa určil vrchnotriasový (nórický) vek týchto tmavých vápencov. Otázny je však ich vzťah k bielym vrchnotriasovým vápencom. Pruh týchto vápencov sa nachádza medzi dolomitmi z južnej strany a bielymi vápencami zo severnej strany. Dolomity sú zrejme podložným súvrstvom tmavých vápencov a ich prechod často obstarávajú tenké polohy



tmavých dolomitických vápencov. Tmavé vápence od bielych vápencov oddeľuje miestami tenká poloha do'omitov, prípadne dolomitických vápencov. Častejšie však obidva typy vápencov do seba pozvoľna prechádzajú. Otázka stratigrafického vzťahu tmavých vápencov k bielym vápencom tkvie v nezistenom veku bielych vápencov, v ktorých sa ani napriek väčšiemu úsiliu nepodarilo nájsť nijakú faunu. Ide najpravdepodobnejšie o vrchnotriasové vápence. Zatiaľ však nemožno vylúčiť ani možnosť ich aniského veku. V prvom prípade (pravdepodobnejšom) by tmavé vápence s rohovcami predstavovali iba spodnejšiu polohu bielych vrchnotriasových vápencov, ktorá je ekvivalentná polohám rohovcov, rozložených na báze bielych vápencov na južnom svahu Lipovca i pri Dobšinskej ľadovej jaskyni.

## 5. Lias

Až doteraz lias nebol známy ani v Stratenskej hornatine, ani v severných gemeridách. Na hrebeni Geráv a na Lipovci zistili sme petrograficky veľmi pestré, bridličnato-vápencové súvrstvie. Na Geravách tvoria podstatnú časť tohto súvrstvia čierne i tmavošedé ílovité, zriedka slabo slienité bridlice. Uprostred nich sú doskovité polohy čiernych, prípadne tmavošedých celistvých, zriedka drobnozrnných vápencov s hrdzavohnedým povrchom, ktoré sú len ojedinele prestúpené bielymi kalcitovými žilkami. Toto prevažne bridličnaté súvrstvie buduje v smere V—Z skoro 2 km dlhý pruh, ktorý sa morfológicky prejavuje menšou terénnou depresiou. Pomocou vyhlbenej sondy sa podarilo nájsť v bridliciach jeden poškodený exemplár z brachyopód najpravdepodobnejšie

*Spiriferina alpina* O p p e l.

Opísané súvrstvie je lemované z južnej a miestami i zo severnej strany bielymi, bielešedými a ružovkastými vrchnotriasovými vápencami. Miestami však na miernom svahu pri severnom okraji bridličnatého súvrstvia vystupujú pestré vápence. Čierne celistvé i drobnozrnné vápence sa striedajú s ružovkastými celistvými, hrubozrnnými, často krinoidovými vápencami. I šedé vápence s rohovcovými hľuzami, ba i doskovité rohovcové vápence sa tu vyskytujú. Uprostred rýchlo sa striedajúcich vápencov vo vertikálnom i horizontálnom smere sú miestami polohy tmavých bridlíc. Toto svedčí tiež o spolupatričnosti obidvoch súvrství.

Na dvoch miestach našli sme v ružových krinoidových vápencoch početné belemnity a na jednej lokalite i brachyopódy a amonity a určili sme ich ako:

*Waldheimia Ewaldi* O p p e l,  
*Rhynchonella plicatissima* Q u e n s t e d t,  
*Rhynchonella variabilis* var *rimata* S c h l o t h e i m,  
*Rhynchonella retusifrons* O p p e l,  
*Phylloceras* cf. *Partschii* S t u r,  
*Ammonites* sp.,  
*Belemnites* sp.

Uvedená fauna svedčí o spodnoliassovom veku opisovaného súvrstvia.



Striedanie sa tmavých bridlíc s pestrými vápencami je výraznejšie na Lipovci. I tu prevažnú časť liasového súvrstvia tvoria tmavé až čierne ílovité a čiastočne i kremité bridlice. Uprostred nich sú zbridličnatené doskovité i lavicovité vápence, prevažné čierne a často prestúpené rohovcovými hľuzami. Tmavé rohovce miestami vytvárajú dosky niekoľko cm hrubé. Vápence vystupujú uprostred bridlíc i v hrubších polohách. Potom sa prejavujú morfológicky malými kopčekmi. Okrem čiernych a tmavošedých vápencov častejšie sa vyskytujú hnedošedé i červenkasté celistvé, hrubozrnné i krinoidové vápence. Na Lipovci sa našli vo vápencoch početné belemnity.

Nikde inde sa okrem dvoch uvedených priestorov zatiaľ nepodarilo nájsť liasové súvrstvie. Pravda, jeho bridličnatá zložka je petrograficky veľmi blízka súvrstviu čiernych bridlíc, ktoré vystupuje západne od Havranej skaly, pri Dobšinskej ľadovej jaskyni, na Ondrejisku i v pruhu Kopanec—Vernárske lúky. Lenže ani uprostred bridlíc, ani pri ich okraji práve na uvedených lokalitách sme nenašli petrograficky také pestré vápence, aké sprevádzajú bridličnaté súvrstvie liasu. Na základe toho a najmä na základe ich polohy súdím, že bridličnaté súvrstvia spomínaných lokalít sú veku strednotriasového — aniské. Takúto stratigrafickú príslušnosť podarilo sa nám aspoň čiastočne paleontologicky preukázať, ale zatiaľ len v pruhu Kopanec—Vernárske lúky.

\* \* \*

Z uvedeného stratigrafického začlenenia jednotlivých súvrství a zo zhotovenej geologickej mapy vyplýva, že v Stratenskej hornatine je jeden základný vývin mezozoika. Keďže je dosť typický pre celú severogemeridnú synklinálu, nazývam ho *severogemeridným vývinom*. Jeho sled je takýto: Nad verfénskymi vrstvami sú dolomity, prípadne dolomitické vápence, ktoré sú vertikálne vystriedané tmavými až čiernymi vápencami, miestami sprevádzanými bridlicami, a nad nimi aniskými vápencami. Všetky tri členy zastupujú anis. Ladin reprezentujú biele teutloporelové vápence. Nad nimi sú vrchnotriasové dolomity s vložkami tmavých bridlíc (ekvivalent reingrabenských). Najvyšším členom vrchného triasu sú biele organogénne vápence. Tento vývin doplnený o nové členy sa zhoduje s vývinom mezozoika v Galmuskom pohorí (Maheľ 1950) i s vývinom Muránskeho krasu (Pouba 1951). Na jednotlivých miestach sa prejavujú odchýlky, najmä v zastúpení spodnejších strednotriasových členov. Petrograficky pomerne najviac sa mení aniské súvrstvie tmavých vápencov, ktoré je miestami petrograficky pestrejšie, inde ide len o tenkú polohu tmavých vápencov, ba často toto súvrstvie celkom chýba. Okrem tohto základného vývinu v severnej najširšej časti Stratenskej hornatiny sú i dva vedľajšie výviny. Jeden z nich sa ťahne prostriedkom pohoria z jeho východnej časti dolinou Lešnice cez Vrábľovú k Stratenej, druhý sa rozprestiera západne od neho a ťahne sa súbežne od severnej časti pohoria cez Gláč k Lipovcu. Prvý nazvem dolomitovým vývinom, druhý klauským vývinom.

*Dolomitový vývin* (nazývam ho tak pre mohutný vývin dolomitov) je reprezentovaný širokým pruhom dolomitov, zastupujúcich miestami



snáď celý anis, ladin a spodnú časť vrchného triasu, ďalej vrchnotriasovými tmavými vápencami s rohovcovými hľuzami, prechádzajúcimi pravdepodobne do nadložia v biele vápence.

Klauský vývin tvoria klauské vápence (celý vývin nazývam podľa Csiskovho pomenovania týchto vápencov), biele aniské vápence a teutloporelové vápence. Tento vývin sa v podstate zhoduje s tzv. Csiskovou strednou zónou. Medzi klauskými a bielymi ladinskými vápencami nie sú guttensteinské vápence, ako to uvádza Csisko, ale biele aniské vápence.

Obidva práve opísané výviny smerom na juh laterálne prechádzajú v základný severogemeridný vývin. Nemožno teda súhlasiť s Csiskovým a Schöenbergovým názorom, podľa ktorého celou Stratenskou hornatinou prebiehajú paralelne vedľa seba dva výviny: Csiskova južná a stredná zóna. Csisko a Schöenberg považovali obidva výviny za rovnocenné. Csisko išiel tak ďaleko, že tieto dva výviny stotožňoval s tektonickými pásmami prvého radu rovnocennými so severnejšou jednotkou, chočským príkrovom. Tu má korene i ním zavedené pomenovanie: severná zóna = chočský príkrov, stredná zóna = klauský vývin, južná zóna = severogemeridný vývin.

Pozoruhodné je, že jednotlivé výviny v severnej časti Stratenskej hornatiny sú viazané na tektonické štruktúry. Tektonické línie medzi štruktúrami sú potom súčasne hranicami jednotlivých vývinov. Zrejme sa vytvorili v miestach oddeľujúcich jednotlivé sedimentačné pásma.

Tektonické línie oddeľujúce dva odlišné výviny sú v takom prípade zvýraznením tých činiteľov, ktoré počas sedimentácie oddeľovali susedné sedimentačné priestory odlišného tektonického i hydrodynamického režimu.

To zrejme svedčí o vzťahu medzi dnešnými tektonickými štruktúrami a medzi sedimentačnými pásmami, v ktorých sa usadzovali jednotlivé výviny. Dnešné tektonické štruktúry vytvorené za zvrásnenia rozvíjali sa na podklade, ktorý sa vytvoril tektonickým vývinom počas sedimentácie.

9. II. 1956

*Geologický ústav Dionýza Štúra,  
Bratislava*



STRATIGRAFICKÁ TABULKA MEZOZOIKA STRATENSKEJ HORNATINY  
Zostavil r. 1955 Michal Maheľ

| Vývin         |           |              | Klauský                                                                                                                                                                     | Severogemeridný | Dolomitový | Chočsko-gemeridný                                               |
|---------------|-----------|--------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------|------------|-----------------------------------------------------------------|
| Spodný lias   |           |              | TMAVÉ BRIDLICE A PESTRÉ VÁPENCE<br><i>Waldheimia Ewaldi</i> , <i>Rh. plicatissima</i> , <i>Rh. retusifrons</i> , <i>Spirif. alpina</i> , <i>Belemnites</i> sp.              |                 |            | Pestré vápence<br><i>Spirif. alpina</i> , <i>Belemnites</i> sp. |
| Rét           | ?         |              | <i>Rh. fissicostata</i> , <i>Rh. subrimosa</i> , <i>Spirig. oxycolpos</i> , <i>Cyr. austriaca</i> , <i>Cyr. Suessii</i> , <i>Spirif. uncinata</i> , <i>Spirif. Emmrichi</i> |                 |            | Biele vápence a dolomitické vápence a dolomity                  |
| Nór           | Sevant    |              | BIELE ORGANOGENNE VÁPENCE<br>TMAVÉ VÁPENCE                                                                                                                                  |                 |            |                                                                 |
|               | Alaun     |              | <i>Halorella amphitoma</i> ,<br><i>Retzia Schwageri v. fastosa</i> , <i>Spirigera eurycolpos</i> ,<br><i>Waldheimia conspicua</i> ,<br><i>Terebratula praepunctata</i>      |                 |            |                                                                 |
|               | Lac       |              |                                                                                                                                                                             |                 |            |                                                                 |
| Karn          | Tuval     |              |                                                                                                                                                                             |                 |            |                                                                 |
|               | Jul       |              | SVETLÉ DOLOMITY<br>vložky tmavých bridlic                                                                                                                                   |                 |            | Lunzské vrstvy                                                  |
| Ladin         | Kordeval  |              | TEUTLOPORELOVÉ VÁPENCE                                                                                                                                                      |                 |            | Dolomity s <i>Teutloporella herculea</i>                        |
|               | Langobard |              |                                                                                                                                                                             |                 |            |                                                                 |
|               | Fasan     |              | <i>Teutloporella herculea</i>                                                                                                                                               |                 |            |                                                                 |
| Anis          | vrchný    | Ilýr         | BIELE ANISKÉ VÁPENCE                                                                                                                                                        |                 |            | Biele vápence<br>Tmavé vápence<br>Dolomity a dolom. vápence     |
|               |           | Pelsón       | TMAVÉ VÁPENCE A BRIDLICE<br><i>Waldheimia angustaeformis</i> ,<br>DOLOMITICKÉ VÁPENCE<br><i>Encrinus liliiformis</i>                                                        |                 |            |                                                                 |
|               | Spodný    |              | KLAUSKÉ VÁPENCE DOLOMITY                                                                                                                                                    |                 |            |                                                                 |
| Verfén (skyt) |           | Prohugaritan | <i>Myophoria ovata</i> , <i>Myophoria costata</i> , <i>Gervilleia mytiloides</i> , <i>Gervilleia modiola</i>                                                                |                 |            | s melafýrmi                                                     |
|               |           | Columbitan   | SLIENITO-VÁPENCOVÉ SÚVRSTVIE                                                                                                                                                |                 |            |                                                                 |
|               |           | Owenitan     | Polohy pestrých slieňov: <i>Tirolites cassianus</i> , <i>Natiria costata</i> , <i>Turbo recte-costatus</i>                                                                  |                 |            |                                                                 |
|               | Seiss     |              | BRIDLICHNATO-PIESKOVCOVÉ SÚVRSTVIE<br>Hojné pieskovce a kremence: <i>Claraia clara</i>                                                                                      |                 |            |                                                                 |

*Diplopora annulata*



- Andrusov D., Šuf J., 1936: Stratigrafie a tektonika severního okraje Silické planiny u Drnavy na Slovensku. Bratislava X.
- Andrusov D., Kováčik J., 1955: Skameneliny karpatských druhohôr II. Geologický sborník IV, 3—4. Bratislava.
- Balogh K., Panthó G., 1953: Mesozoikum severního Maďarska a přilehlých částí Jiho-slovenského Krasu. ÚŮG. Praha.
- Csisko A., 1942: Der geologische Bau des „Slowakischen Paradieses“. Lotos, Bd. 88. Prag.
- Foetterle F., 1868: Vorlage der geol. Aufnahmskarten des nördlichen Teiles des Gömörer Comitatus etc. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien.
- Goetel M. W., 1917: Pietro retyckie i najdolniejszy lias seryi reglowej w Tatrach. Bull. int. de l'Ac. Sc. 1916. Krakow.
- Illés W., 1902: Montangeologische Verhältnisse in der westlichen Umgebung von Dobsina. Jahrb. ungar. geol. Anstalt. Budapest.
- Kamenický J., 1951: O hadci pri Dankovej. Geologický sborník II. Bratislava.
- Kettner R., 1937: Geologické poměry okolí Vernáru na Slovensku. Rozpravy II. tř. Čes. Akad. XLII, 8. Praha.
- Kordiuk B., 1941: Über das Alter der slowakischen Serpentine. Zentralblatt für Min. Geol. und Pal. Abt. B. Stuttgart.
- Lukniš M., 1945: Príspevok ku geomorfologii povrchového krasu Stratskej hornatiny (Slov. raja). Sborník prác Prír. fak. Slov. univ. XII. Bratislava.
- Noth J., 1874: Kohlenforkommisse an der Stracena — Köhle bei Dobschau. Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt. Wien.
- Mahel M., 1950: Príspevok k stratigrafii triasu Spišsko-gemerského rudohoria. Geologický sborník I, 1. Bratislava;
- 1953: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. Geologický sborník IV, 1—2. Bratislava;
- 1953: Niekoľko stratigraficko-tektonických úvah o gemeridách. Geologický sborník IV, 1—2. Bratislava.
- Oppenheimer J., 1931: Die geologischen Verhältnisse an der Bahn Červená skala—Margecany. Věstník SGÚ VII. Praha.
- Pouba Z., 1951: Geologie střední části Muráňské plošiny. Sborník Ústř. úst. geol. XVIII. Praha.
- Pouba Z., 1953: Několik nových nálezů rud v mesozoických seriích u Šumiac a Švermova v Horehroní. Sbor. ÚŮG XX. Praha.
- Rozložník P., 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobsina. Geologica hungarica 5. Budapest.
- Schönenberg R., 1948: Geologische Untersuchungen am Nord-westrand des Zips-Gömörer Erzgebirges (Karpathen). Zeitschrift der Deutsch. geol. Gesellschaft 98. Berlin.
- Stille H., 1953: Der geotektonische Werdegang der Karpathen Hannover.
- Stürzenbaum J., 1879: Kössener Schichten bei Dernö in Tornaer Comitatus. Földt. Közl. IX. Budapest.
- Štúr D., 1869: Bericht über die geologische Aufnahme der Umgebungen von Schmöllnitz und Göllnitz. Jahrbuch der k. k. Geol. Reichsanst. XIX. Wien.
- Uhlig V., 1903: Bau und Bild der Karpathen. Wien, Leipzig.
- Woldřich J., 1927: K stratigrafii paleozoika Slovenskeho Rudohorí v Karpatech a poznámky k stáří některých jeho rudných ložisek. Práce Mor. Přir. spol. IV, 1. Brno.
- Zoubek V., 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. Věstník SGÚ XII. Praha.



# К СТРАТИГРАФИИ СТРАТЕНСКОГО КРЯЖА

(Табл. I—IV)

Стратенский кряж представляет собой самую обширную и по своему развитию самую главную часть северогемеридной синклинали. Значение его геологического строения велико. Однако, до сих пор оно было мало известно, главным образом, вследствие неразрешенной стратиграфии известняко-доломитовых свит, образующих основную часть кряжа. Ведь вся стратиграфия основывалась на единственной окаменелости *Teutloporella herculea*. При обширных изучениях, произведенных в целых горах, удалось найти в многих свитах целый ряд местонахождений окаменелостей, которые предоставляют возможность произвести стратиграфию этих гор.

Уже со времен Д. Штура известны в Стратенском кряже две строительные единицы: верфенские слои и известняко-доломитовая свита.

1. **Верфенские слои** можно в целых горах расчленить на два отдела: нижний, сланцево-песчанистую свиту и верхний, мергель-известняковую свиту.

а) Сланцево-песчанистую свиту образуют, главным образом, разноцветные бурофиолетовые и серозеленые глинистые, часто песчанистые сланцы с чешуйками слюды. В восточной части, где верфенские слои расположены на эпиметаморфных кристаллических породах гемерид, сланцы сопровождаемы, главным образом, серозеленоватыми слюдянистыми песчаниками. В самой западной части, в которой слои верфена находятся вблизи катакристаллических пород горы Трешник, появляются среди них довольно часто весьма массивные нахождения кварцитов. Далее от окраины кристаллических пород свиты приобретают более пелититовый характер.

При южной окраине Стратенского кряжа выходит в верхней части свиты слой равуакков, сопровождаемый месторождениями гипса и ангидрита. Равауки вместе с сульфатами являются очевидным выражением частичной регрессии моря, которое временно отошло из окраинной части северогемеридной осадочной территории.

В нижних слоях сланцево-песчаниковой свиты находятся единичные месторождения окаменелостей, а именно мелкие *Anodontophora* (*Myacites*) *fassaensis* Wissman. Но более замечательно наличие многочисленных окаменелостей рода *Pseudomonotis* (*Claraia*) *clarai* Emmerich. Это нахождение явно свидетельствует о нижне-верфенейском возрасте нижних частей сланцево-песчаниковой свиты. Более богатая фауна нашлась в верхних слоях этой свиты, в которых находятся прослойки бурых песчанистых мергелей.

Привожу перечень фауны из лучше всего обследованного местонахождения на север от Червеного Штреса: *Pseudomonotis* (*Eumorphotis*) *Telleri* Bittner, *Pseudomonotis* (*Eumorphotis*) *tenuistriata* Bittner, *Pseudomonotis* (*Claraia*) *tridentina* Bittner, *Anodontophora* (*Myacites*) *fassaensis* Wissman var. *brevis* Bittner, *Anodontophora* (*Myacites*) *canalensis* Catullo, *Anodontophora* (*Myacites*) *elongata* Schlotheim, *Anodontophora* (*Myacites*) *bacanicus* Bittner, *Myophoria costata* Zenker, *Myophoria costata* Zenker var. *subrotundata* Bittner, *Gervilleia Alberti* Goldfus, *Gervilleia modioleformis* Giebel, *Natria costata* Münster, *Turbo rectecostatus* Hauer, *Tirolites* (*Tirolites*) *Quenstedti* Mojsisovics, *Tirolites* (*Tirolites*) *cassianus* Quenstedt.<sup>1</sup> Приведенная фауна свидетельствует о том, что верхняя часть пестрой глинисто-песчаниковой свиты является кампильской.

б) Мергель-известняковую свиту образуют мергелевые сланцы, часто встречающиеся с чешуйками слюды, мергель-сланцевые известняки и плитообразные известняки, менее ценные зеленосерые глинистые сланцы. В более нижних слоях довольно часто встречаются и песчанистые мергелевые

<sup>1</sup> *Ammoniti* определенные акад. Андрусовым (см. Андрусов — Ковачик 1955).



сланцы. Цвет свиты серозеленый или-же желтосерый. Местами находятся и бу-рофиолетовые слои.

Свита богата окаменелостями. Привожу их перечень из лучше всего обследо-ванного местонахождения.<sup>1</sup>

На восток от седла Копанец мною определены: *Pseudomonotis* (*Eumorpho- tis*) *Telleri* Bittner, *Anodontophora* (*Myacites*) *fassaensis* Wissman, *Ano- dontophora* (*Myacites*) *fassaensis* Wissman var. *brevis* Bittner, *Myophoria laevigata* Alberti, *Myophoria laevigata* Alberti var. *transiens* Rüben- strunk, *Myophoria laevigata* Alberti var. *elongata* Philippi, *Myo- phoria laevigata* Alberti var. *ovalis* Philippi, *Myophoria ovata* Goldfuss, *Myophoria praeorbicularis* Bittner, *Gervilleia modiola* Frech, *Gervilleia mytiloides* Schlotheim, *Gervilleia exporrecta* Lepsius var. *linearis* Gor- don, *Gervilleia* cf. *Meneghinii* (Tomm) Frech, *Natiria costata* Münster, *Turbo rectecostatus* Hauer.

Приведенная фауна, главным образом часто встречающиеся миофории (*Myophoria costata* Zenker, *Myophoria ovata* Goldfuss, *Myophoria laevi- gata* Alberti) свидетельствуют о верхнекампиловском возрасте мергель-из-вестняковой свиты верхнего отдела верфенских слоев.

## II. Известняк — доломитовая свита.

Известняк — доломитовые свиты образуют основную часть Стратен-ского крыжа. Уже со времен Д. Штура считались верхнетриасовыми (Штур 1869, Иллеш 1902, Улиг 1903). Позднее им приписывают среднетриасовый возраст (Розложник 1935, Кеттнер 1937, Чижко 1942, Шененберг 1946). Причем отличался как составные части анизские: доломиты, темные известняки, называемые клаусские и гуттенштейнские известняки и как со-ставные части ладинские: светлые веттерштейнские известняки и темные известняки с роговиками. Новые исследования, обоснованные на многочислен-ных находениях окаменелостей, показывают стратиграфию в более сложном виде.

### 1. Доломиты

Серые и темносерые доломиты, сопровождаемые часто доломитовыми из-вестняками, чаще всего представляют собой нижнюю составную часть извест-няк — доломитовой свиты. Их толщина только 10—20 м. В средней части крыжа находится в 2—3 км шириной полоса толстых масс светлых доломитов. Нахождения окаменелостей *Teutloporella herculea* Stop. и часто встречаю-щиеся темные белопятнистые слои типичные для ладинских теутлопорелловых свит, также как и латеральный переход в ладинские теутлопорелловые из-вестняки, это все свидетельствует о том, что значительная часть этих доломи-тов является ладинской. В более верхних слоях этих толстых доломитовых масс в близкой подошве верхнетриасовых известняков находятся слои чер-ных глинистых и мергелевых сланцев, вероятнее всего экви-валент лунцских слоев Галмуского крыжа (Магель 1950) и темных сланцев Муранского плоскогорья (Поуба 1951). Высшая часть доломитов является, сле-довательно, карницкой.

### 2. Темные известняки

а) Темные известняки с доломитами (наз. клаусские) представляют собой нижнюю составную часть местного развития известняк-доломитовой свиты. Это свита черных и темносерых часто плитообразных известняков, переходящих и перемежающихся со слоями более светлых известняков. Посреди массы из-вестняков находятся более тонкие, но местами до 30 м толщины слои доло-митовых известняков и черных, а также серых доломитов. В этой свите не были обнаружены какие либо окаменения. По стратиграфическому размещению ясно вытекает ее анизский, вероятно нижнеанизский возраст. Ее толщина из-

<sup>1</sup> Фауна остальных местонахождений обозначена в словацком тексте.



менчива, достигая местами лишь нескольких десятков метров, на склонах горы Гляц до 200 м.

б) Темные известняки и сланцы. Кроме области распространения клауских известняков находятся на иных местах Стратенского кряжа в подошве белых известняков обыкновенно темносерые до черных цельные известняки, иногда и зернистые. Они массивны, или пластобразны, на иных местах плитообразны, часто мергелевые. Местами содержат роговиковые желваки. В ряде мест известняки сопровождаемы темнобурыми до черных глинистыми и мергелевыми сланцами. На Копанце в черных, частично зернистых известняках, были найдены: *Encrinus liliiformis* Schlotheim, *Rhynchonella* (*Norella*) *refractifrons* Bittner, *Rhynchonella cimbrica* Bittner, *Pecten* cf. *Seelbachii* (Salomon) *Pecten* sp.

В темносерых известняках, проросших желваками роговиков, на север, от Червеного Штроса были определены: *Encrinus* sp., *Waldheimia angustaeformis* Bockh, *Terebratula lacrimontana* Bittner, *Rhynchonella protractifrons* Bittner, *Rhynchonella* sp., ind. aff. *trinodosi* (Bittner), *Rhynchonella* cf. *ottomana* (Bittner). Приведенная фауна подтверждает принадлежность описанной свиты темных известняков и сланцев к анизу.

### 3. Белые известняки

а) Белые анизские известняки. Белые, белосерые и розовые известняки без теутлопорелл образуют непосредственную подошву ладинских теутлопорелловых известняков. Граница между ними является обыкновенно неясной. В более нижней части известняков находятся довольно часто буроватые слои, на иных местах разбросаны здесь мелкие, темные, чаще всего красные роговики. Посреди массивных известняков изредка находятся также слои желтозеленых и красноватых глинистых, кварцевых и мергелевых сланцев. Верхнеанизская принадлежность приведенной свиты подтверждает также открытие Аммонита на местонахождении «Завишне Турне», определенного академиком Андрусовым (Андрусов — Ковачик 1955) как *Ptychites flexuosus* Mojsisovics.

б) Теутлопорелловые известняки. В белых и серых массивных известняках часто находятся более темные слои с различными белыми пятнами. Типичным для этих ладинских известняков является в первую очередь частое наличие *Daciladacei* рода *Teutloporella herculea* Stör. и часто встречающихся темных, белопятнистых слоев. Толщина свиты достигает в области Гляца до 500 м; а в южной и западной части кряжа — значительно меньшая. Посреди известняков выходят неправильные слои доломитов, также с теутлопореллами и темными белопятнистыми слоями.

в) Верхнетриасовые белые известняки. Белые и белосерые, реже розовые органогенные известняки. Находятся также и брекчеподобные слои и тонкие прослойки разноцветных глинистых и мергелевых сланцев. Местами низшие слои являются доломитовыми и содержат желваки темных роговиков. Известняки богаты микроорганизмами и микрофауной, главным образом кораллами, бриозоями, пластинчатожаберными. Нашлись также гастроподы и аммониты. Самое богатое нахождение брахиоподов. Из собранной фауны на отдельных местонахождениях были определены следующие:

На Голом Камне в белосерых известняках нами найдены: *Spiriferina Emmerichi* (Suess) var. *subtilicostata* Bittner, *Retzia Schwageri* var. *media* Bittner, *Waldheimia kühni* Jekelius, *Waldheimia* (*Aulacothyris*) cf. *Ramsaueri* Suess, *Waldheimia* (*Aulacothyris*) *supina* Bittner, *Waldheimia* (*Aulacothyris*) *conspicua* Bittner, *Waldheimia* (*Aulacothyris*) *Rüdti* Bittner, *Waldheimia* (*Aulacothyris*) *rupicola* Bittner, *Aulacothyris* (*Camerothyris*) *subangusta* Münster, *Waldheimia* (*Cruratula*) *Eudoxa* Bittner, *Spirigera eurycolpos* Bittner, *Spirigera* (*Diplospirella*) *Wissmani* Münster. *Terebratula* ex. aff. *pyriformis* (Suess) Bittner, *Terebratula hungarica* Bittner, *Terebratula hilum* Bittner, *Terebratula Raxana* Bittner, (?), *Rhynchonella* ex. aff. *fisscostatae* (Suess) Bittner, *Rhynchonella* (*Austriella*) *intercurrents* Bittner.



В белых и розовых известняках на Червеном Камени собраны: *Spiriferina Emmrichi* Suess var. *accerimma* Bittner, *Retzia Schwageri* var. *fastosa* Bittner, *Waldheimia kühni* Jekelius, *Waldheimia (Aulacothyris) conspicua* Bittner, *Waldheimia (Aulacothyris) reflexa* Bittner, *Waldheimia (Aulacothyris) porrecta* Bittner, *Spirigera eurycolpos* Bittner, *Spirigera cf. oxycolpos* (Emmrich) Bittner, *Spirigera (Dioristella) ex. aff. indistincta* (Beyer), *Spirigera (Diplospirella) Wissmani Münster*, *Spirigera (Diplospirella) pentagonalis Klipstein*, *Terebratula hungarica* Bittner, *Rhynchonella fissicostata* Suess, *Ammonites* sp. На роуе Сухы врх в белых известняках нами найдено: *Waldheimia kühni* Jekelius, *Spirigera cf. oxycolpos* (Emmrich) Bittner, *Halorella amphitoma Bronn*, *Ammonites* sp.

В Геравах у новой пещеры было обнаружено органогенное местонахождение, из которого нами выбраны: *Retzia superbescens* Bittner, *Waldheimia (Aulacothyris) conspicua* Bittner, *Spirigera eurycolpos* Bittner, *Terebratula hungarica* Bittner, *Rhynchonella fissicostata* Suess, *Rhynchonella ex. aff. fissicostatae* (Suess) Bittner, *Rhynchonella subrimosa Schafhäutl*, *Rhynchonella (Austriella) intercurrents* Bittner, *Arcestd* gen. sp. ind.

В белосерых известняках в Геравах, вблизи высоты 1100 были найдены: *Waldheimia (Aulacothyris) conspicua* Bittner, *Spirigera eurycolpos* Bittner, *Terebratula praepunctata* Bittner, *Terebratula cf. cassiana* (Bittner), *Rhynchonella ex. aff. fissicostatae* (Suess) Bittner, *Rhynchonella superba* Bittner, *Halorella amphitoma Bronn*, *Halorella amphitoma Bronn* var. *media* Bittner, *Halorella amphitoma Bronn* var. *intermitens* Bittner, *Cassianella* sp.

На югозападном склоне Гачовской скалы нами найдены в белых известняках: *Spiriferina Emmrichi* Suess var. *subtilicostata* Bittner, *Spiriferina Emmrichi* Suess var. *acerrima* Bittner.

Богатое местонахождение окаменелостей нами найдено в белосерых и белых известняках на северном склоне вершины Гавранья скала. Мною из него определены: *Spiriferina Emmrichi* Suess, *Spiriferina Emmrichi* Suess var. *subtilicostata* Bittner, *Spirigera eurycolpos* Bittner, *Spirigera (Diplospirella) Wissmani Münster*, *Terebratula pyriformis* Suess, *Rhynchonella fissicostata* Suess, *Rhynchonella subrimosa Schafhäutl*, *Rhynchonella (Austriella) lingulina* Bittner, *Casianella angusta* Bittner, *Casianella* sp.

В более нижней части верхнетриасовых известняков, вблизи подошвенных доломитов на правом склоне реки Гнилец, напротив перекрестка грабушицкой и стратенской дорог, была обнаружена следующая фауна: *Spirigera (Diplospirella) Wissmani Münster*, *Posidonia obliqua* Hauer, *Posidonia* sp., *Casianella cf. angusta* (Bittner).

В более высоких слоях известняков над скалами противолежащего левого склона были найдены: *Rhynchonella fissicostata* Suess, *Posidonia* sp.

У пещеры Добшинска лядова яскыня, в 400 метрах на север от отеля, нами было собрано в белых известняках: *Cyrtina austriaca* Suess, *Cyrtina Suessi Winkler*, *Retzia Schwageri* var. *fastosa* Bittner, *Waldheimia (Aulacothyris) reflexa* Bittner, *Waldheimia kühni* Jekelius, *Spirigera (Dioristella) indistincta* Beyer, *Rhynchonella fissicostata* Suess, *Rhynchonella ex. aff. fissicostatae* (Suess) Bittner.

В белых и розовых известняках у каменоломни, возле нового селения, на северо-запад от отеля у пещеры Добшинска лядова яскыня нами собрано, кроме многочисленных кораллов, множество сечений аммонитов и следующие брахиоподы: *Spiriferina Emmrichi* Suess var. *subtilicostata* Bittner, *Retzia Schwageri* var. *fastosa* Bittner, *Terebratula pyriformis* Suess, *Spirigera cf. oxycolpos* (Emmrich) Bittner, *Halorella amphitoma Bronn*.

Перечисленная фауна из всех местонахождений свидетельствует о верхнетриасовой принадлежности. Большая часть напоминает восточноальпийское развитие. Фауна, главным образом, на верш. Гавранья скала и у пещеры Добшинска лядова яскыня содержит формы, приводимые в рете. Подобную фауну у сел. Дрнава Гетел (1917) считал ретической. Но Андрус (1955) на основании аммонитов приурочил ее к верхнему нору, т. е. к севанту.



#### 4. Темные верхнетриасовые известняки

В северо-восточной части Стратенского кряжа, в кровле толстых масс доломитов, лежат темносерые до черных известняки с более светлыми слоями и с желваками роговиков, неравномерно расположенными. Известняки — цельные, изредка мелкозернистые, преимущественно с органогенно-обломочной структурой. Посреди массивных известняков находятся также пластообразные, плитообразные и сланцевые слои. На Матке Божей были обнаружены находжения люмахел, складываемые из брахиопод рода *Halorella amphitoma* Bronn. Это свидетельствую о верхнетриасовом (норическом) возрасте этой свиты.

#### 5. Лиас

До настоящего времени ни в Стратенском кряже, ни на иных местах северных гемерид, лиас не был известен. На хребте Герав и на Липовце нами обнаружена петрографически пестрая сланец-известняковая свита с белемнитами и нижнелиасовой фауной. На Геравах в темных до черных глинистых, изредка слабо мергелевых сланцах с плитами черных и темносерых цельных известняках был найден единственный экземпляр, определенный как *Spiriferina alpina* Orpel.

У северной окраины этой сланцевой свиты выходят пестрые известняки, а именно черные цельные и розоватые зернистые, цельные и грубозернистые, криноидовые и серые с желваками роговиков, даже и роговиковые известняки. В этой пестрой известняковой свите нами найдены следующие окаменения: *Waldheimia Ewaldi* Orpel, *Rhynchonella plicatissima* Quenstedt, *Rhynchonella variabilis* var. *rimata* Schlotheim, *Rhynchonella retusifrons* Orpel, *Phylloceras* cf. *Partchi* Stur, *Belemnites* sp.

Приведенная фауна свидетельствует о нижнелиасовом возрасте упомянутой свиты. Многочисленные белемниты находятся также в известняках в другом нахождении лиаса на Липовце.

\* \* \*

Из приведенного стратиграфического расчленения единичных свит и по составленной геологической карте вытекает, что Стратенский кряж является основным развитием мезозоя. Так как оно достаточно типичным для целой северогемеридной синклинали, то называю его развитием северогемеридным. Его последовательность следующая: над верфенскими слоями находятся доломиты, или-же доломитовые известняки, которые в вертикальном направлении сменяются темными до черных известняками, местами сопровождаемые сланцами, а над ними находятся белые анизские известняки. Все три составные части представляют аниз. Ладин представляют белые теутлопорелловые известняки. Над ними находятся верхнетриасовые доломиты с прослойками темных сланцев (эквивалент рейнграбенских). Самой верхней составной частью верхнего триаса являются белые органогенные известняки. Это развитие, пополненное новыми составными частями, совпадает с развитием мезозоя галмуского кряжа (Магель 1950) и с развитием Мураньского плоскогорья (Поуба 1951). На отдельных местах проявляются отклонения, главным образом в представлении более нижних среднетриасовых составных частей. Относительно более всего изменяется в петрографическом смысле анизская свита темных известняков и сланцев. Кроме этого основного развития в северной самой широкой части Стратенского кряжа находятся и два смежные развития. Одно из них распространяется посреди кряжа из его северо-восточной части по направлению долины Лешница, через Врблову к сел. Стратена, второе расположено на запад от него и простирается параллельно от северо-восточной части через Гляц к Липовцу. Первое назову развитием доломитовым, второе развитием клауским.

Доломитовое развитие представляет: широкая полоса доломитов, пред-



ставляющих местами может быть целый анис, ладин и нижнюю часть верхнего триаса, далее верхнетриасовые темные известняки с желваками роговиков, переходящие в кровле в белые известняки. Клаусское развитие образуют: клаусские известняки (целое развитие называю их наименованием), белые анисские известняки и теулопорелловые известняки. Оба только что описанные развития переходят по направлению к югу латерально в развитие основное, северомеридиальное. Невозможно, следовательно, согласиться с предшествующими мнениями (Чишко и Шененберг), по мнению которых целым Стратенским краем параллельно проходят возле себя два равноценные развития.

Заслуживает внимания, что единичные развития северной части Стратенского края связаны с тектоническими структурами. Тектонические линии между структурами одновременно являются границами единичных развитий. Они явно образовались в местах, отделяющих единичные осадочные полосы.

Тектонические линии, разделяющие два различные развития, являются в таком случае показателем тех факторов, которые во время седиментации разделяли соседние осадочные пространства различного тектонического и гидродинамического режима.

Это явственно свидетельствует о взаимоотношении между осадочными полосами, в которых осаждались единичные развития и между тектоническими структурами настоящего времени. Последние, созданные во время орогенических движений, развивались на основе образованной тектоническим развитием во время осаджения.

9. II. 1956

Геологический институт им. Д. Штура,  
Братислава

MICHAL MAHEL

## ZUR STRATIGRAPHIE DES GEBIRGES STRATENSKÁ HORNATINA

(Tab. I—IV)

Das Gebirge Stratenšká hornatina bildet den ausgedehntesten und in Bezug auf seine Entwicklung wichtigsten Teil des Nordgomeriden-Mesozoikums — der Nordgomeriden-Synklinale. Die Bedeutung des Aufbaues dieses Gebirges bei der tektonischen Synthese ist gross. Bisher war jedoch dieser Aufbau wenig bekannt und zwar hauptsächlich deswegen, weil die Stratigraphie der kalk-dolomitischen Komplexe, welche den wesentlichen Teil des Gebirges bilden, ungelöst blieb. Die ganze Stratigraphie stützte sich ja bloss auf eine einzige Versteinerung, *Teutloporella herculea*, welche das erste Mal von Kettner (1937) gefunden wurde. Später wurde dieser Fund von Csisko (1942) und Schönnenberg (1946) wiederholt. Auf Grund weitgehender, im ganzen Gebirge durchgeführter Studien gelang es mir und meinen Mitarbeitern ganze Reihen von Lokalitäten zu finden, welche Versteinerungen in mehreren Schichtenfolgen führen. Nachdem diese zum Teil verarbeitet wurden, kann die Stratigraphie dieses Gebirges aufgestellt werden, welche durch weitere Studien sicher ergänzt und präzisiert werden wird.

Bereits seit der Zeit D. Štúr's sind im Aufbau des Gebirges Stratenšká hornatina zwei Einheiten bekannt: Die Werfener Schichten und der kalk-dolomitische Komplex.

### I. Die werfener Schichten

Als erster beschrieb Werfener Schichten in der Stratenšká hornatina D. Štúr (1869). Er gliederte ihnen jedoch nur die obere, Mergel—Kalk—Schichtenfolge bei Illés (1902) stellt zum Werfen auch die bunte Schichtenfolge von Schiefern und Sandsteinen auf Grund eines Fundes der Versteinerung *Myacites*. Diesen Fund wiederholt später Oppenheimer (1931) und erweitert ihn um die Versteinerung *Myophoria costata* Zenk. Im ganzen Gebirge kann man die Werfener Schichten in zwei Abteilungen gliedern: In den unteren Schiefer-Sandstein-Komplex und den oberen Mergel-Kalk-Komplex.



a) Den Schiefer-Sandstein-Komplex der Werfener Schichten bilden buntfarbige, lilarote und graugrüne, oft sandige Schiefer mit häufigen Glimmerschuppen. Inmitten dieser sind häufige Lagen graugrüner und bräunlicher Glimmersandsteine. Stellenweise treten auch Quarzschiefer und plattenförmige Quarzite auf. Der Anteil an Psamiten wird auffallend kleiner mit der Entfernung vom kristallinen Rande. Der Schichtenkomplex hat offensichtlich pelittischen Charakter. Die Verschiedenheit in dessen Zusammensetzung besteht jedoch nicht nur in der Querrichtung durch die Nordgermeriden-Synklinale, sondern auch in ihrer Längsrichtung. Im östlichen Teile, wo die Werfener Schichten dem epimetamorphen Kristallinum der Gemeriden aufliegen, werden die Schiefer hauptsächlich von grünlichen Glimmersandsteinen begleitet. Im westlichen Teile, wo die Werfener Schichten in der Nähe des Katakristallinikums Trešník liegen, erscheinen in ihrer Mitte häufig mächtigere Quarzitlagen.

Im oberen Teile hat der tonige Sandsteinkomplex mehr karbonatischen Charakter. Öfter hat er mergelige oder mergelig-sandige Lagen bunter, überwiegend lilaroter Farben. Beim südlichen Rande des Gebirges tritt im oberen Teile der Schichtenserie eine Rauhwackenlage, von Gips- und Anhydritlagerstätten begleitet, auf. Die Rauhwacken, gemeinsam mit den Sulphaten, sind Zeugen einer teilweisen Meeresregression, bei welcher das Meer aus den Randteilen des Sedimentationsraumes auf eine gewisse Zeit zurücktrat.

In den unteren Lagen des Schiefer-Sandstein-Komplexes sind die Vorkommen von Versteinerungen vereinzelt — arm. Häufiger sind bloss kleinere Versteinerungen, welche als *Anodontophora (Myacites) fassaensis* Wissmann (am Vysoký vrch, auf der Danková, am Zadný Turník, auf der Hanisková) bestimmt wurden. Grössere Bedeutung hat das Vorkommen zahlreicher Versteinerungen der Gattung *Pseudomonotis (Claraia) clarai* Emrich beim Vysoký vrch. Dieser Fund bezeugt klar das unterwerfenische (zeissische) Alter der unteren Partien des Schiefer-Sandstein-Komplexes. Eine reichere Fauna wurde in den oberen, karbonatischen Lagen dieser Schichtenserie gefunden. Auf den Wiesen bei Vernár sammelten wir: *Anodontophora canalensis* Catullo, *Gervilleia* sp., *Natiria costata* Münster.

Eine besonders reiche Lokalität ist nördlich von Červený Štros mit folgender Fauna: *Pseudomonotis (Eumorphotis) Tellezi* Bittner, *Pseudomonotis (Eumorphotis) tenuistriata* Bittner, *Pseudomonotis (Claraia) tridentina* Bittner, *Anodontophora (Myacites) fassaensis* Wissmann, *Anodontophora (Myacites) fassaensis* Wissmann var. *brevis* Bittner, *Anodontophora (Myacites) canalensis* Catullo, *Anodontophora (Myacites) elongata* Schlotheim, *Anodontophora (Myacites) baconicus* Bittner, *Myophoria costata* Zenker, *Myophoria costata* Zenker var. *subrotundata* Bittner, *Gervilleia Alberti* Goldfuss, *Gervilleia modioleformis* Giebel, *Natiria costata* Münster, *Turbo rectecostatus* Hauer, *Tirolites (Tirolites) Quenstedti* Mojsisovics, *Tirolites (Tirolites) cassianus cassianus* Quenstedt.<sup>1</sup>

Auf den Südhängen des Berges Jablůň wurde gefunden: *Anodontophora (Myacites) elongata* Schlotheim.

Bei dem Dorfe Smřany (Lokalität Grófska studňa — Grafenbrunnen) sammelten wir in den lilaroten Sandsteinen, welche einzelne Lagen inmitten des Komplexes lilaroter Schiefer, bräunlicher sandiger Mergel und Mergel bilden, folgende Arten: *Pseudomonotis (Eumorphotis) inaequicostata* Benecke und *Anodontophora (Myacites) canalensis* Catullo.

Die angeführte Fauna zeugt von kampillem Alter des oberen Teiles des bunten Tonsandstein-Komplexes (bis mittleres Kampil).

b) Der Mergel-Kalk-Komplex der Werfener Schiefer ist aus Mergelschiefen, oft mit Glimmerschuppen, Mergelschieferkalken und plattigen Kalken, in geringerem Masse aus grüngrauen Tonschiefen, aufgebaut. In den unteren Lagen treten öfter auch sandige Mergelschiefer auf. Die Farbe der Schichtenfolge ist graugrün, stellenweise treten jedoch auch lilarote Lagen auf.

Diese Schichtenserie ist reich an Versteinerungen. Ich führe hier deren Verzeichnis aus mehreren Lokalitäten an.

In den unteren Lagen der Schichtenfolge, auf dem Südabhang, welcher Podkolísky genannt wird, wurden folgende Arten gefunden: *Anodontophora (Myacites) elongata* Schlotheim, *Myophoria costata* Zenker, *Natiria costata* Münster, *Turbo rectecostatus* Hauer. Im oberen Teile der Schichtenfolge sammelten wir auf dieser Lokalität: *Pecten* aff. *Alberti* Goldf., *Anodontophora (Myacites) fassaensis* Wissmann, *Anodon-*

<sup>1</sup> Die Ammoniten wurden von Akad. Andrusov (siehe Andrusov — Kováčik 1955) bestimmt.



*tophora (Myacites) elongata* Schlotheim, *Myophoria costata* Zenker, *Gervilleia mytiloides* Schlotheim, *Natiria costata* Münster, *Turbo rectecostatus* Hauer.

Ein schönes Profil durch diese Schichtenfolge bietet das malerische Tal Tomašovská Belá. Im unteren Teile der Schichtenfolge sammelten wir: *Myophoria costata* Zenker, *Natiria costata* Münster, *Tirolites (Tirolites) spinosus* Mojsisovics,<sup>2</sup> *Dinarites nudus* Mojsisovics.<sup>3</sup> Etwas höher wurden gefunden: *Anodontophora (Myacites) fassaensis* Wissmann, *Myophoria costata* Zenker, *Gervilleia exporrecta* Lepsius, *Natiria costata* Münster. In den höchsten Lagen sind häufig: *Myophoria costata* Zenker.

Die reichste Fauna wurde in der Schichtenfolge der Mergelkalke östlich des Sattels Kopanec, im Einschnitte der Strasse Hrabušice — Dobšinská ladová jaskyňa, gefunden. Ich bestimmte von dort folgende Arten: *Pseudomonotis (Eumorphotis) Telleri* Bittner, *Anodontophora (Myacites) fassaensis* Wissmann, *Anodontophora (Myacites) fassaensis* Wissmann var. *brevis* Bittner, *Myophoria laevigata* Alberti var. *elongata* Philippi, *Myophoria laevigata* Alberti var. *ovalis* Philippi, *Myophoria ovata* Goldfuss, *Myophoria praeorbicularis* Bittner, *Gervilleia modiola* Frech, *Gervilleia mytiloides* Schlotheim, *Gervilleia exporrecta* Lepsius var. *linearis* Gordon, *Gervilleia* cf. *Meneghinii* (Tom) Frech, *Natiria costata* Münster, *Turbo rectecostatus* Hauer.

Auch an anderen Stellen in der Schichtenfolge der Mergelkalke wurde eine hier schlechter, dort besser erhaltene Fauna gefunden. Besonders häufig sind folgende Versteinerungen: (Lokalitäten Pod Glacom, auf den Abhängen des Jablonec und Zadný Turník, bei der Ansiedlung Štvrťská Píla): *Myophoria costata* Zenker, *Natiria costata* Münster und zahlreiche *Gervilleia* sp.

Die angeführte Fauna, besonders die häufig auftretenden Myophorien (*Myophoria costata* Zenker, dann *Myophoria ovata* Goldfuss, *Myophoria laevigata* Alberti) und *Gervilleien* (*Gervilleia mytiloides* Schlotheim, *Gervilleia modiola* Frech) spricht für das oberkampile Alter des Mergel-Kalk-Komplexes.

## II. Die Kalk-dolomitischen Komplexe

Die kalkdolomitischen Komplexe bauen den wesentlichen Teil der Stratenská hornatina auf. Seit D. Štúr wurden sie für obertriasisch gehalten. (Štúr 1869, Illés 1902, Uhlig 1903). Später wird ihnen mitteltriadisches Alter zugesprochen (Rozložník 1935, Kettner 1937, Csisko 1942, Schönnenberg 1946). Dabei wurden als ältere, anisische Glieder abgeteilt: Dolomite, dunkle Kalke, genannt Kalke der Klaus, Gutensteiner Kalke. Als ladinische Glieder wurden abgeteilt: lichte Wettersteinkalke und dunkle Kalke mit Hornsteinen. Die Stratigraphie dieser Schichtenfolgen stütze sich einzig und allein auf die Versteinerung *Teutloporella herculea* Stöck.

Neue, auf zahlreichen Fossilienfunden basierende Forschungen enthüllen eine wesentlich kompliziertere Stratigraphie. Die Dolomite stellen nicht immer ein unteres Glied des Anis dar, sondern stellenweise das ganze Anis, ja sogar auch Ladin. Neben den mitteltriadischen Dolomiten sind auch obertriadische vertreten mit Einlagen schwarzer Schiefer (Reingrabener Schichten). Die weissen, sogen. Wettersteinkalke, gliedere ich folgendermassen: Weisse anisische Kalke, ladinische oder Teutloporellenkalk und organogene obertriadische Kalke. Die dunklen, sogen. Gutensteiner Kalke erwiesen sich als eine petrographisch bunte, oft von dunklen Schiefen begleitete Schichtenfolge. Die dunklen Kalke mit Hornsteinen sind obertriadisch. Zum ersten Male wurde in den Nordgemeriden auch eine liassische Schichtenfolge festgestellt.

### 1. Dolomite

Die grauen und dunkelgrauen, oft von Bitterkalken begleiteten Dolomite repräsentieren zumeist das untere Glied des kalkdolomitischen Komplexes. Ihre Mächtigkeit beträgt nur 10—20 m. Im mittleren Teile des Gebirges ist ein 2—3 km breiter Streifen mächtiger Massen lichter Dolomite. Die Vorkommnisse der Versteinerung *Teutloporella herculea* Stöck. und die häufigen dunklen, weissgefleckten, für die ladinischen Teutloporellenschichtenfolgen typischen Lagen, sowohl wie der laterale Übergang in die ladinischen Teutloporellenkalk, dies alles spricht dafür, dass ein bedeutender Teil der Dolomite ladinisch ist. In den oberen Lagen der mächtigen Dolomitmassen, im nahen Liegenden der obertriadischen Kalke, sind

<sup>2, 3</sup> Die Ammoniten wurden von Akad. Andrusov (siehe Andrusov — Kováčik 1955) bestimmt.



Lagen schwarzer, toniger und mergeliger Schiefer, höchstwahrscheinlich das Äquivalent der Lunzer Schichten des Galmus Gebirges (Maheř 1950) und der karnischen (Reingrabner) Schiefer des Muráň-Plateaus (Pouba 1951). Der obere Teil der Dolomite ist also karnisch.

## 2. Die dunklen Kalke

a) *Die dunklen Kalke der Klaus.* Sie erscheinen nur in einer einzigen Struktur (in der Länge von 12 km) im Ostteile des Gebirges und repräsentieren das untere Glied der lokalen Entwicklung des kalk-dolomitischen Komplexes. Es ist eine Schichtenfolge schwarzer und auch dunkelgrauer, häufig bankiger Kalke, welche in Lagen lichter Kalke lateral übergehen und auch mit ihnen abwechseln. Inmitten der Kalkmassen sind dünnere, stellenweise jedoch bis 30 m mächtige Lagen dolomitischer Kalke und schwarzer, auch grauer Dolomite. In diesem Komplex wurden gar keine Versteinerungen gefunden. Aus der stratigraphischen Lage geht jedoch klar sein anisiches, wahrscheinlich unteranisiches Alter hervor. Die Mächtigkeit der Schichtenfolge ist veränderlich, stellenweise nur einige zehn Meter, auf den Hängen des Glac 200 m.

b) *Die dunklen Kalke und Schiefer.* Ausserhalb der Verbreitungsregion der Kalke der Klaus, in den übrigen Teilen der Stratská hornatina, befinden sich gewöhnlich im Liegenden der weissen Kalke dunkelgraue bis schwarze, dichte, seltener auch körnige Kalke. Sie sind massiv, eventuell bankig, anderorts plattig, oft mergelig. Stellenweise schliessen sie Hornsteinknollen ein. An einer Reihe von Stellen werden die Kalke von dunkelbraunen bis schwarzen Ton- und Mergelschiefern begleitet. Am Kopanec fanden wir in den schwarzen, teilweise körnigen Kalken: *Encrinus liliiformis* Schlotheim, *Rhynchonella (Norella) refractifrons* Bittner, *Rhynchonella cimbrica* Bittner, *Pecten* cf. *Seebachii* Salomon, *Pecten* sp.

In den dunkelgrauen, mit Hornsteinknollen durchwachsenen Kalken nördlich von Červený Štros, stellten wir fest: *Encrinus* sp., *Waldheimia angustaeformis* Boeckh, *Terebratula lacrimontana* Bittner, *Rhynchonella protractifrons* Bittner, *Rhynchonella* sp. ind. aff. *trinodosi* Bittner, *Rhynchonella* cf. *ottomana* Bittner. Die angeführte Fauna bestätigt die Zugehörigkeit der beschriebenen Schichtenfolge dunkler Kalke und Schiefer zum Anis.

## 3. Die weissen Kalke

a) *Die weissen anisischen Kalke.* Weisse, weissgraue und auch rosa Kalke ohne Teutloporellen bilden den unteren Teil der Masse der sogen. Wettersteinkalke und zwar das unmittelbare Liegende der ladinischen Teutloporellenkalke. Die Grenze zwischen ihnen ist gewöhnlich unklar. In den unteren Teilen der Kalke sind bräunliche Lagen häufiger, sonst sind in ihnen kleine, dunkle, oft rote Hornsteine verstreut. Inmitten der massiven Kalke sind seltener auch Lagen gelbgrüner und rötlicher toniger, kieseliger und auch mergeliger Schiefer. Das anisiche Alter der beschriebenen Schichtenfolge geht nicht nur aus der stratigraphischen Lage hervor, sondern es wird auch bestätigt durch den Fund eines Ammoniten auf der Lokalität „Závišné Turné“, welcher von Akad. Andrusov (Andrusov — Kováček 1955) als *Ptychites flexuosus* Mojsisovics bestimmt wurde.

Auf dem Berge Čertová Sihoč wurden kleine Korallen und Crinoiden: *Encrinus* sp., gefunden.

b) *Die Teutloporellenkalke.* Die weissen und grauen massiven Kalke haben häufige dunklere Lagen mit verschiedenförmigen weissen Flecken. Typisch für diese Kalke sind in erster Linie die zahlreichen Dasycladaceae: *Teutloporella herculea* Stöp. und die zahlreichen dunklen, weissgefleckten Lagen. Die Mächtigkeit der Schichtenserie dieses Gliedes erreicht im Gebiete des Glac bis 500 m; im Süd- und Westteile des Gebirges ist sie jedoch wesentlich kleiner, sie erreicht dort nur einige zehn m.

Inmitten der Kalke treten unregelmässige Dolomitlagen mit Teutloporellen und dunklen, weissgefleckten Lagen, auf, also mit Merkmalen, die für Ladin typisch sind.

c) *Die organogenen obertriadischen, weissen Kalke.* Die weissen bis weissgrauen, seltener rosa organogenen Kalke sind häufig von milchweissen und rosa Kalzitadern durchdrungen. Es kommen auch breccienartige Lagen vor und dünne Einlagen buntfarbiger Ton- und Mergelschiefer. Stellenweise sind die unteren Lagen dolomitisch und führen Knollen dunkler Hornsteine. Die Kalke sind reich an Mikroorganismen und auch an Makrofauna, besonders Korallen, Bryozoen, Lamellibranchiaten, es fanden sich auch Gastropoden und Ammoniten, am reichsten jedoch sind sie an Brachiopoden.

Am Holý Kameň in den weissgrauen Kalken fanden wir: *Spiriferina Emmrichi* Suess



var. *subtilicostata* Bittner, *Retzia Schwageri* var. *media* Bittner, *Waldheimia Kühni* Jekelius, *Waldheimia (Aulacothyris)* cf. *Ramsaueri* Suess, *Waldheimia (Aulacothyris)* *supina* Bittner, *Waldheimia (Aulacothyris)* *conspicua* Bittner, *Waldheimia (Aulacothyris)* *Rüdti* Bittner, *Waldheimia (Aulacothyris)* *rupicola* Bittner, *Aulacothyris (Camerothyris)* *subangusta* Münster, *Waldheimia (Cruratula)* *eudoxa* Bittner, *Spirigera eurycolpos* Bittner, *Spirigera (Diplospirella)* *Wissmanni* Münster, *Terebratula* ex. aff. *pyriformis* (Suess) Bittner, *Terebratula hungarica* Bittner, *Terebratula hilum* Bittner (?), *Terebratula raxana* Bittner (?), *Rhynchonella* ex. aff. *fissicostatae* (Suess) Bittner, *Rhynchonella (Austriella)* *intercurrens* Bittner, *Ammonites* sp.

In den weissen und rosa Kalken am Červený Kameň sammelten wir: *Spiriferina Emmrichi* Suess var. *acerrima* Bittner, *Spiriferina* sp., *Retzia Schwageri* var. *fastosa* Bittner, *Waldheimia Kühni* Jekelius, *Waldheimia (Aulacothyris)* *conspicua* Bittner, *Waldheimia (Aulacothyris)* *reflexa* Bittner, *Waldheimia (Aulacothyris)* *porrecta* Bittner, *Spirigera eurycolpos* Bittner, *Spirigera* cf. *oxycolpos* (Emmrich) Bittner, *Spirigera (Dioristella)* ex. aff. *indistincta* (Beyer), *Spirigera (Diplospirella)* *Wissmanni* Münster, *Spirigera (Diplospirella)* *pentagonalis* Klipstein, *Terebratula hungarica* Bittner, *Rhynchonella fissicostata* Suess, *Ammonites* sp.

Am Suchý Vrch in den weissen Kalken wurden gefunden: *Waldheimia Kühni* Jekelius, *Spirigera* cf. *oxycolpos* (Emmrich) Bittner, *Halorella amphitoma* Bronn, *Ammonites* sp.

Auf dem Berge Geravy bei der neuen Höhle wurde eine organogene Lage gefunden, welcher wir entnehmen: *Retzia superbesens* Bittner, *Waldheimia (Aulacothyris)* *conspicua* Bittner, *Spirigera eurycolpos* Bittner, *Terebratula hungarica* Bittner, *Rhynchonella fissicostata* Suess, *Rhynchonella* ex. aff. *fissicostatae* (Suess) Bittner, *Rhynchonella subrimosa* Schafhäutl, *Rhynchonella (Austriella)* *intercurrens* Bittner, *Arcestd* gen. sp. ind.

In den weissgrauen Kalken am Geravy, in der Nähe der Kote 1100 fanden wir: *Waldheimia (Aulacothyris)* *conspicua* Bittner, *Spirigera eurycolpos* Bittner, *Terebratula praepunctata* Bittner, *Terebratula* cf. *cassiana* (Bittner), *Rhynchonella spreta* Bittner, *Rhynchonella* ex. aff. *fissicostata* (Suess) Bittner, *Rhynchonella superba* Bittner, *Halorella amphitoma* Bronn, *Halorella amphitoma* Bronn var. *media* Bittner, *Halorella amphitoma* var. *intermittens* Bittner, *Cassianella* sp.

Am südwestlichen Hange der Gačovská Skala, in den weissen Kalken fanden wir: *Spiriferina Emmrichi* Suess var. *subtilicostata* Bittner, *Spiriferina Emmrichi* Suess var. *acerrima* Bittner.

Eine reiche Fossilienlokalität fanden wir in den weissgrauen und weissen Kalken auf der nördlichen Abdachung der Havrania skala. Davon habe ich folgende bestimmt: *Spiriferina Emmrichi* Suess, *Spiriferina Emmrichi* Suess var. *subtilicostata* Bittner, *Spirigera eurycolpos* Bittner, *Spirigera* cf. *oxycolpos* (Emmrich) Bittner, *Spirigera (Diplospirella)* *Wissmanni* Münster, *Terebratula* ex. aff. *pyriformis* (Suess) Bittner, *Terebratula pyriformis* Suess, *Rhynchonella fissicostata* Suess, *Rhynchonella subrimosa* Schafhäutl, *Rhynchonella (Austriella)* *lingulina* Bittner, *Cassianella angusta* Bittner, *Cassianella* sp., *Ammonites* sp.

Im unteren Teile der obertriadischen Kalke, in der Nähe der darunter liegenden Dolomite, am rechten Berghange des Hnilec, gegenüber der Kreuzung der Strassen nach Hrabušice und nach Stratená, wurde folgende Fauna festgestellt: *Spirigera (Diplospirella)* *Wissmanni* Münster, *Posidonia obliqua* Hauer, *Posidonia* sp., *Cassianella* cf. *angusta* Bittner, *Ammonites* sp.

Bei der Eishöhle Dobšinská řadová jaskyňa, 400 m nördlich des Hotels, sammelten wir in weissen Kalken: *Cyrtina austriaca* Suess, *Cyrtina* Suessi Winkler, *Retzia Schwageri* var. *fastosa* Bittner, *Waldheimia (Aulacothyris)* *reflexa* Bittner, *Waldheimia Kühni* Jekelius, *Spirigera (Dioristella)* *indistincta* Beyer, *Rhynchonella fissicostata* Suess, *Rhynchonella* ex. aff. *fissicostatae* (Suess) Bittner.

In den weissen und rosa Kalken bei dem Steinbruche neben der neuen Ansiedlung nordwestlich des Hotels bei der Dobšinská řadová jaskyňa sammelten wir neben zahlreichen Korallen eine Menge Durchschnitte durch Ammoniten und folgende Brachyopoden: *Spiriferina Emmrichi* Suess var. *subtilicostata* Bittner, *Retzia Schwageri* var. *fastosa* Bittner, *Terebratula pyriformis* Suess, *Spirigera* cf. *oxycolpos* (Emmrich) Bittner, *Halorella amphitoma* Bronn.

Die aufgezählte Fauna weist auf allen Lokalitäten darauf hin, dass die Schichten der oberen Trias angehören. Grösstenteils erinnert sie an die ostalpinische Dachsteinentwicklung. Besonders auf dem Berge Havrania skala und bei Dobšinská řadová jaskyňa (Dobsch.



Eishöhle) führt die Fauna Formen, welche aus dem Rhaet angeführt werden. Eine analoge Fauna bei Drnava hielt Goetel (1917) für rhaetisch, Andrusov (1955) dagegen gliederte sie auf Grund der Ammoniten dem oberen Teil der norischen Stufe, d. h. dem Sevant, bei.

#### 4. Die dunklen, hornsteinknolligen Kalke

Im nordöstlichen Teile der Stratenská hornatina, im Hangenden der mächtigen Dolomitmassen, in der Länge ca 7 km, sind dunkelgraue bis schwarze Kalke mit lichterem Lagen und mit unregelmässig verteilten Hornsteinknollen ausgebreitet. Die Kalke sind dicht, selten feinkörnig, mit überwiegend organogen-klastischer Struktur. Inmitten der massiven Kalke sind auch bankige, plattige und schieferige Lagen vorhanden. Auf dem Berge Matka Božia finden sich Lumachellenlagen, zusammengesetzt aus Brachiopoden der Art *Halorella amphitoma* Bronn. Dies weist auf obertriadisches (norisches) Alter dieser Schichtenserie hin. Csisko's Ansicht, dass ihr Alter oberladinisch sei, zu welcher er auf Grund des Vergleiches mit den Reiflinger Kalken der Chočdecke gelangte, erwies sich als unrichtig.

Den Übergang der dunklen Kalke in die unter ihnen liegenden Dolomite bildet an einigen Stellen eine dünne Lage dunkler Bitterkalke.

Auch in die benachbarten weissen Kalke gehen die dunklen, obertriadischen Kalke allmählich über und stellen wahrscheinlich das unmittelbar ältere Glied vor.

#### 5. Lias

Bisher war weder in der Stratenská hornatina, noch anderswo in den Nordgomeriden, Lias bekannt. Auf dem Gebirgskamm Geravy und am Lipovec stellten wir einen petrographisch bunten Schiefer-Kalk-Komplex mit Belemniten und unterliassischer Fauna fest. Auf dem Geravy sind es dunkelgraue bis schwarze tonige, selten schwach mergelige Schiefer mit Platten schwarzer und dunkelgrauer dichter, selten feinkörniger Kalke. In dieser Schichtenfolge wurde ein einziges Exemplar einer Versteinerung gefunden, welches als *Spiriferina alpina* Oppel bestimmt wurde. Beim Nordrande dieses, einen ca 2 km langen Streifen bildenden Schieferkomplexes treten bunte Kalke auf und zwar schwarze dichte und körnige rosaweisse, dichte und grobkörnige, krinoidenführende, sowohl wie graue mit Hornsteinknollen, ja sogar auch Hornsteinkalke.

In diesem bunten Schichtensystem wurden folgende Versteinerungen gefunden: *Waldheimia Ewaldi* Oppel, *Rhynchonella plicatissima* Quenstedt, *Rhynchonella variabilis* var. *rimata* Schlotheim, *Rhynchonella retusifrons* Oppel, *Phylloceras* cf. *Partschii*, *Stür*, *Ammonites* sp., *Belemnites* sp. Die angeführte Fauna verrät das unterliassische Alter der beschriebenen Schichtenserie.

Am Lipovec bauen den überwiegenden Teil dunkle bis schwarze Ton-, teilweise Kiesel-schiefer auf. Inmitten dieser sind geschieferte plattenförmige und auch bankige Kalke, überwiegend schwarz, oft jedoch auch sandig mit Hornsteinknollen. Die Hornsteine bilden auch plattige Lagen. Häufig sind auch Kalke von braungrauer oder rötlicher Farbe, dicht oder auch krinoidenführend, grobkörnig. In den Kalken finden sich zahlreiche Belemniten.

\*\*\*

Aus der durchgeführten stratigraphischen Eingliederung der einzelnen Komplexe und aus der verfertigten geologischen Karte geht hervor, dass in der Stratenská hornatina eine einzige, Hauptentwicklung des Mesozoikums vorhanden ist. Da diese für die ganze Nordgomeriden-Synklinale ziemlich typisch ist, nenne ich sie Nordgomeriden-Entwicklung. Sie weist folgende Reihenfolge auf: Ober dem Werfener Schichten sind Dolomite, eventuell dolomitische Kalke, welche vertikal mit dunklen bis schwarzen Kalken abwechseln und stellenweise von Schiefern begleitet werden. Ober diesen sind weisse, anisische Kalke. Alle diese Glieder gehören der anisischen Stufe an. Die ladinische Stufe ist durch weisse Teutloporellenkalke vertreten. Ober diesen sind obertriadische Dolomite mit Einlagen dunkler Schiefer (das Äquivalent der Reingrabener Schiefer). Das höchste Glied des oberen Trias bilden weisse, organogene Kalke. Diese, durch neue Glieder ergänzte Entwicklung stimmt mit der Entwicklung des Mesozoikums im Galmus-Gebirge (Mahef 1950) und mit der Entwicklung des Karstgebietes Muránska plošina (Pouba 1951) überein. An einzelnen Stellen kann man Abweichungen beobachten, besonders was die Vertretung der unteren mitteltriadischen Glieder betrifft. Petrographisch verändert sich verhältnis-



mässig am meisten der petrographisch buntere Komplex dunkler Kalke (Kopanec, Nordrand des Červený Štros, Umgebung von Untergarten) sonst handelt es sich nur um dünne Lagen dunkler Kalke, ja oft fehlt dieser Komplex überhaupt (Stratenské okno [Fenster] die südlichen Hänge der Skala, Gebiet des Vysoký vrch).

Neben dieser Hauptentwicklung im östlichen, breiteren Teile der Stratenská hornatina, sind auch zwei Nebenentwicklungen vorhanden. Die eine zieht sich durch die Mitte des Gebirges von dessen östlichem Teile in der Richtung des Tales Lešnica über Vrábľová gegen Stratená. Die zweite erstreckt sich nördlich von der erstgenannten und zieht sich parallel vom östlichen Teile des Gebirges über den Glac gegen den Lipovec. Die erste werde ich dolomitische Entwicklung nennen, die zweite Entwicklung der Klaus.

Die dolomitische Entwicklung (ich nenne sie so auf Grund der mächtigen Entwicklung der Dolomite) wird durch einen breiten Streifen von Dolomiten repräsentiert, welche stellenweise vielleicht die ganze anisische Stufe vertreten, ferner die ladinische Stufe und den unteren Teil der oberen Trias und endlich die obertriadischen dunklen Kalke mit Hornsteinknollen, welche wahrscheinlich im Hangenden in weisse Kalke übergehen.

Die Entwicklung der Klaus bilden die Kalke der Klaus (die ganze Entwicklung benenne ich nach dem Namen dieser Kalke, welcher von Csisko eingeführt wurde), weisse, anisische Kalke und ladinische Teutloporellenkalk. Diese Entwicklung stimmt im Wesentlichen mit Csisko's sogen. Mittleren Zone überein. Zwischen den Kalken der Klaus und den weissen ladinischen (Wetterstein-) Kalken erscheinen nicht Gutensteiner Kalke, wie er anführt, sondern weisse, anisische Kalke.

Beide beschriebenen Entwicklungen gehen in westlicher Richtung lateral in die Hauptentwicklung, die Nordgomeriden-Entwicklung über. Es ist also nicht möglich die Ansicht Csisko's und Schönenbergs anzunehmen, wonach durch die ganze Stratenská hornatina zwei Entwicklungen parallel nebeneinander verlaufen — Csisko's südliche und mittlere Zone. Beide Entwicklungen hielten sie für gleichwertig. Csisko ging soweit, dass er diese beiden Entwicklungen mit den tektonischen Zonen ersten Ranges identifizierte, welche mit der nördlichen Einheit gleichwertig sind. Daher stammt auch die von ihm eingeführte Benennung: nördliche Zone (= Chočdecke), mittlere Zone (= Entwicklung der Klaus), südliche Zone (= Nordgomeriden-Entwicklung).

Bemerkenswert ist, dass die einzelnen Entwicklungen im nördlichen Teile der Stratenská hornatina an die tektonischen Strukturen gebunden sind. Die tektonischen Linien zwischen den Strukturen sind dann gleichzeitig die Grenzen zwischen den einzelnen Entwicklungen. Offensichtlich haben sie sich an den Stellen gebildet, welche die einzelnen Sedimentationszonen voneinander abteilen.

Die tektonischen Linien, welche zwei verschiedene Entwicklungen voneinander abgrenzen, sind in diesem Falle die Auswirkung derjenigen Faktoren, welche während der Sedimentation zwei benachbarte Sedimentationsräume mit verschiedenem tektonischem und hydrodynamischem Regime abteilten.

Das Gesagte weist offensichtlich auf eine Beziehung zwischen den Sedimentationszonen, in welchen die einzelnen Entwicklungen abgesetzt wurden und den heutigen tektonischen Strukturen hin. Letztere haben sich während der Faltung gebildet und entwickelten sich im Rahmen der tektonischen Entwicklung während der Sedimentation.

9. II. 1956

Geologische Anstalt Dionýz Štúr's,  
Bratislava

Übersetzt von Vl. Dlabáčová

#### Erläuterungen zu den Bildern

##### Tab. I.

Abb. 1. Die Kreuzschichtung der werfener Schichten bei der Gemeinde Novoveská Huta.

Abb. 2. Sandsteine mit *Pseudomonotis clarai* unter dem Berge Vysoký vrch.

##### Tab. II.

Abb. 1. Mergelig-kalkige Oberwerfensschichtengruppe mit südlicher Vergenz im Tal von Tomašovská Belá.

Abb. 2. Die klausschen Kalksteine unter dem Berge Glac.



Tab. III.

Abb. 1. Kalkensteine mit *Teutloporella herculea* Stop im Gebirge Stratenská hornatina.

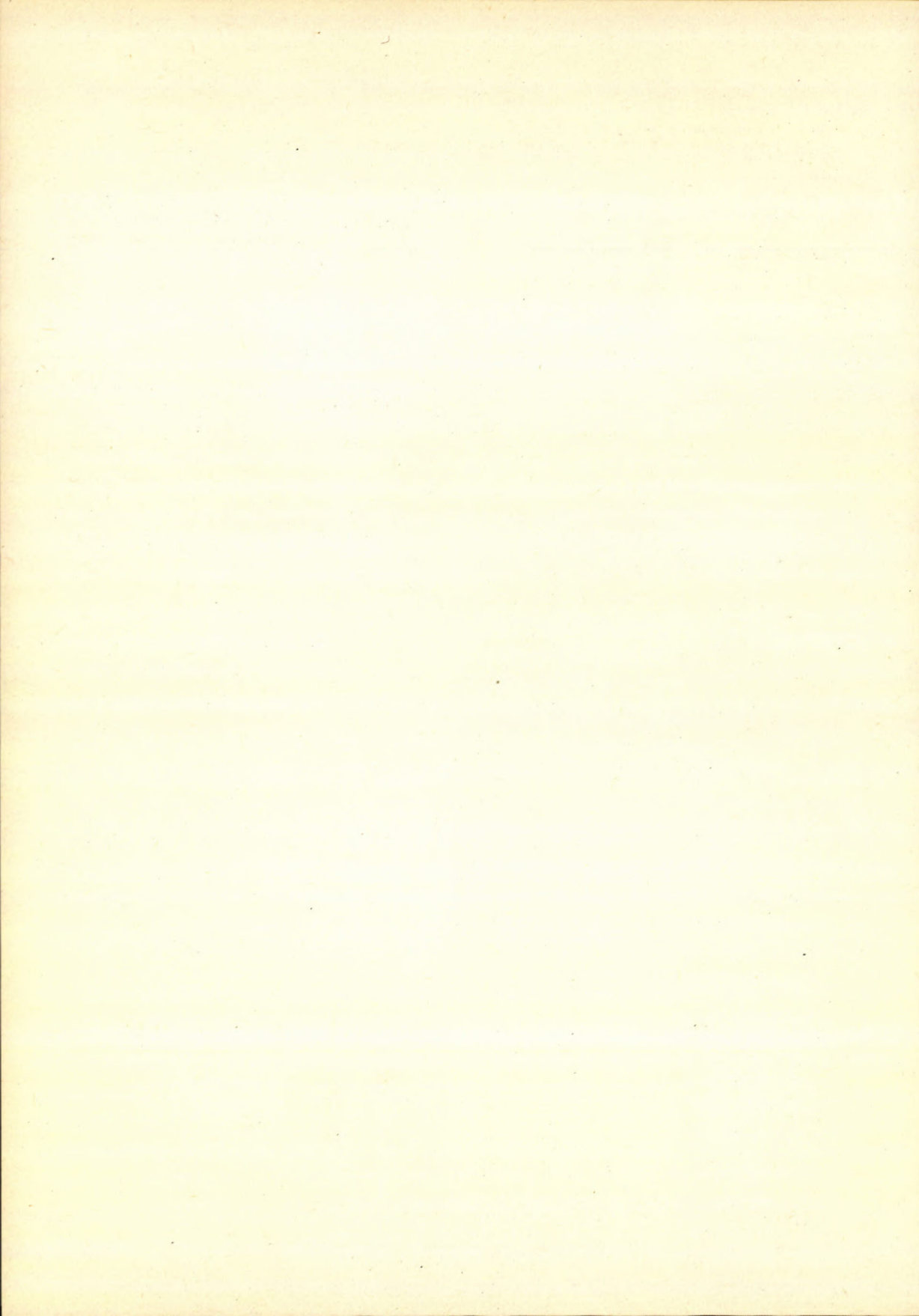
Abb. 2. Die Lumachellen in den dunklen Hornkalsteinen auf dem Hügel Matka Božia.

Abb. 3. Weise organogene obertriadische Kalksteine mit *Halorella amphitoma* am Geravy.

Tab. IV.

Abb. 1. Die Einlage der bunten Schiefer zwischen den weissen organogenen obertriadischen Kalksteinen bei der Eishöhle Dobšinská ľadová jaskyňa.







OTO FUSÁN — MIROSLAV MÁŠKA

## K STRATIGRAFII GOTLANDU (?) V GEMERIDÁCH

Najstaršou dosiaľ zistenou stratigrafickou jednotkou gemeríd je kambrosilúrska séria (F u s á n, M á š k a, Z o u b e k 1955), ktorú sme rámcovo rozdelili na tri oddiely, a to zdola hore: súvrstvie detritické, súvrstvie vulkanické a súvrstvie organogénne (gotland ?).

V roku 1954 a 1955 sme sa zaoberali hlavne organogénnym súvrstvím vzhľadom na jeho význam pre metasomatické ložiská sideritu a ankeritu. Nerobili sme len orientačné výskumy na rôznych lokalitách tohto súvrstvia, ale aj detailné stratigrafické štúdiá (na niektorých lokalitách), pri ktorých sme sa snažili zistiť priemerný sled vrstiev vo vnútri gotlandského súvrstvia.

Okrem iného sme orientačne študovali stratigrafické pomery v okolí ložísk na Železníku. Metasomatické ložiská sideritu a ankeritu sú tu v organogénnom súvrství, ktoré je mimoriadne mohutne vyvinuté, a to tak karbonátovou, ako aj lyditovou zložkou. Konštatujeme, že Š u f o v o (1935) zaradenie ložiskového súvrstvia do staršieho paleozoika (gelnická séria) bolo správne. Podobne i A h l b u r g (1913) považoval toto súvrstvie za súčasť staršieho paleozoika.

Pre detailnú stratigrafiu nachádzame podklady v práci M. M a h e l a (1951), ktorý však toto súvrstvie považuje za spodný karbón; v banskej dokumentácii nachádzame podklady v práci R. Š e v č í k a. Na základe ich zistenia a vlastných pozorovaní vysvitá, že na východ od Železníka, t. j. v okolí Mačkovej doliny sú celkove stratigrafické pomery dosť analogické iným úsekom Rudohoria, v ktorých sa gotland vyskytuje. V neobvykle tesnom nadloží porfyroidov sa zjavuje v Mačkovej doline horizont s lyditmi, ktorý pokračuje na západ až do blízkosti železníckych ložísk.

V priestore železníckych baní sa v priamom stratigrafickom nadloží porfyroidov vyskytujú vápnité fylity a vápence (podľa Š e v č í k a v dĺžke asi 370 m). V ich nadloží vystupuje striedavé súvrstvie vápencov, vápnitých fylitov, lyditov a grafitických fylitov; nad ním súvrstvie rôznych fylitov, ktorých pôvodný charakter ukazuje na flyšovú sedimentáciu. Polohy lyditov a grafitických fylitov tu pravdepodobne nepredstavujú stratigrafický ekvivalent zmieneného lyditového horizontu v Mačkovej doline. Ich ekvivalent, ako aj železníckych vápencov treba hľadať južnejšie od zmieneného lyditového horizontu, a to pravdepodobne vo vápencoch a lyditoch s fylitmi, ktoré vystupujú severne od Nandrážskych baní v Mačkovej doline.



Na severnom svahu Hrádku pri Štítniku neboli zatiaľ stanovené bližšie stratigrafické pomery gotlandu, ale skutočnosť, že súvrstvie s metasomatickými ložiskami ankeritu tu vystupuje v analogickej geologickej pozícii ako východne od Železníka, svedčí o správnosti celkového stratigrafického zaradenia do staršieho paleozoika (Ahlburg 1913, Bystričný a Fušán 1951). Dáta o sledu vrstiev z tejto lokality zatiaľ nemáme.

V Nižnej Slanej na ložisku Manó boli orientačne zistené tieto stratigrafické pomery, ktoré zhruba zodpovedajú dokumentácii L. Odehnala (1948). Porfyroidy a fylity nevelkej mocnosti tvoria podložie organogénneho gotlandského súvrstvia. Súvrstvie gotlandu vytvárajú rôzne karbonátové horniny, a to väčšinou ankeritizované až sideritizované, do ktorých sa vkladajú alebo sa nimi striedajú fylity a grafitické fylity až lydity. Pritom možno pozorovať, že lydity sa vyskytujú skôr vo vrchných častiach tohto súvrstvia, prípadne v nadloží karbonátových hornín. Nad tým leží znova súvrstvie rôznych fylitických hornín, miestami s nábehom na kvarcitický charakter. Ich stratigrafické postavenie nie je isté, mohlo by ísť i o časť devónu (podobne i na území Železníka).

Na južnom hrebeni Mochu boli zistené tieto pomery podľa ojedinelých prirodzených odkryvov smerom od severu na juh. Spočiatku sa vyskytujú v striedaní fylity a porfyroidy (bez odkryvov). Ďalej nasledujú už len fylity, kde sme našli len jeden odkryv, ktorý tvoria šedé a väčšinou pelitické fylity, miestami piesčité až kremité a na plochách kliváže často zreteľne jemne páskované. Pravdepodobne predstavujú blízke podložie vlastného gotlandského súvrstvia, aj keď vnútorná stavba odkryvu to priamo nedokazuje. V mieste odkryvu sú totiž vrstvy detailne zvrásnené, vcelku sklonené na sever, kým kliváž hornín padá na juh. Môže tu ísť o lokálnu polohu vrstiev, spôsobenú vrásovou stavbou súvrstvia. Asi o 30 m južnejšie od spomenutého odkryvu vystupuje morfológicky výrazná ankeritová šošovka. V úseku medzi odkryvom a ankeritovým telesom je sutina fylitov. Našli sme v nej viacej úlomkov a balvanov horniny, ktorá má vzhľad tektonicky deformovaných konglomerátov. Aj v okolí sme našli nesporné tektonické brekcie z fylitických hornín. Je preto možné, že i v prípade hornín konglomerátového vzhľadu ide o pseudokonglomeráty, ktoré vznikli tektonickou vnútornou deformáciou petrograficky heterogénnej pôvodnej horniny. Zatiaľ treba počítať v tomto mieste s existenciou dislokačnej plochy. Ankeritové teleso je málo odkryté, takže jeho uloženie nemožno priamo zistiť. Podľa kontúry na mape však vyplýva, že upadá strmo na sever. Za ankeritovým telesom je sutina z fylitov na plochách kliváže jemne páskovaných s vložkami jemnozrnných kvarcitov. Ďalej je odkryv v páskovaných fylitoch, ktorých vrstvičky sú za čerstva striedavo modravé a belavé. Vrstvy sú silne zvrásnené až drobne vráskované a vcelku sa skláňajú na sever. Kliváž znova padá na juh. Tieto fylity vznikli z hornín pelitickejších ako fylity v tesnej blízkosti ankeritu. Bližšie je ďalší odkryv v podobných horninách, ktorých vrstevnatosť padá strmo na juh, kým kliváž oveľa miernejšie tiež na juh. Južnejšie je v páskovaných fylitoch ďalší odkryv, spravidla so silnou prímесou lyditickej hmoty. Za ním príde znova asi 20 m dlhý odkryv, a to naprieč smeru vrstiev v páskovaných fylitoch, ktoré sú silne piesčité, ale jemnozrnné. Vrstevnatosť je tu silne a drobne zvrásnená, takže zmysel sklonov je rôzny, v niektorých miestach odkryvu na sever,



v iných na juh. Za týmto odkryvom ďalej na juh je sutina z rôznych fylitov, ktoré sú často piesčité a husto páskované, a asi až po 50 m sa zjaví niekoľko desiatok metrov široký pruh čiernomodrých jemnovrstevnatých lyditov, ktoré však tvoria na povrchu len súvislú plochu úlomkov. O pravej mocnosti nemožno tu usudzovať okrem iného i preto, že lydity sú silne a detailne zvrásnené. Ďalej na juh je rad odkryvov piesčitých fylitov, kvarcitických striedavých fylitov, miestami s tenkými vložkami kvarcitov až s hustým striedaním tenkých vrstiev kvarcitov a kremitých fylitov.

Jednotlivé odkryvy v opísanom defilé sú izolované, v nich zistené úložné pomery nejednotné a treba počítať s tým, že pôvodné uloženie je značne dislokované, takže nemožno stanoviť skutočný sled vrstiev. Ani pomocou tektonických kritérií polohy vrstiev (napr. pomer kliváže k vrstevnatosti) nebolo možné zrekonštruovať vzájomný stratigrafický pomer medzi jednotlivými susednými odkryvmi.

Pomerne podrobne sme sa zaoberali gotlandskými odkryvmi v okolí Čučmy.

### **Profil pri ceste zo štôlne Gabriela v závode Čučma na ľavej strane údolia**

Prvý prirodzený odkryv je v lyditoch, ktoré sú tenkovrstevnaté, modro-čierne a bohaté na grafit. Vrstevnatosť je totožná s metamorfnou bridličnatosťou a skláňa sa na JJV asi 35°. Kliváž tu nie je vyvinutá. Viditeľná mocnosť súvrstvia lyditov bez vložiek iných hornín je asi 8–10 m. Nad odkryvom sa lydity nachádzajú v sutine, asi v 5 m širokom pruhu. Niekoľko desiatok metrov ďalej po svahu približne kolmo na smer vrstiev v sutine sa nachádzajú väčšinou šedé až zelenavošedé, miestami piesčité a páskované fylity, často so zreteľnou klivážou. V najvyšších častiach tohto úseku sú tieto fylity veľmi jemnozrnné a vznikli z typických ílovitých pelitov. Nad nimi vystupuje asi jeden-dva metre mocná poloha svetlých kryštálických vápencov, obnažená na niekoľkých miestach starými banskými prácami. Vápenec je miestami premenený na mangánovú rudu. V nadloží vápencov sa nachádzajú znova pelitické zelenavošedé fylity, mocné asi niekoľko metrov. Nad nimi vystupujú v odkryvoch piesčité až kvarcitické milimetrovo páskované fylity, ktoré pripomínajú ordovické horniny. Nejde pravdepodobne o normálne stratigrafické nadložie, ale o tektonický styk.

V smere vápencového horizontu na východ je pod hrebeňom Strednej hory vo vápencoch s mangánovými rudami niekoľko umelých odkryvov a niekoľko prirodzených odkryvov. Pomery v prirodzených odkryvoch, ktoré tvoria pravdepodobne tesné podložie mangánového horizontu, sú pestrejšie ako v dosiaľ opísaných odkryvoch. Na spodku vystupuje asi 1,30 m mocná lavica kryštálických zelenavých rohovcových vápencov s tenkými vložkami zelenavých rohovcov, najskôr erlánového charakteru. Na túto lavicu ostro nasadá asi 3,5 m mocná poloha čiernomodrých tenkovrstevnatých lyditov. V nadloží lyditov je znova asi 1 m mocná lavica bielych až zelenastých kryštálických vápencov s vložkami zelených, maximálne 2 cm mocných rohovcov. Styk s lyditmi je znova celkom ostrý. V nadloží tejto vrchnej vápencovej lavice je poloha šedých pelitických a miestami piesčitých fylitov. Ďalšie pokračovanie sledu vrstiev nie je



jasné, lebo v sutine sú len ojedinelé úlomky hornín. Vrstvy v opísanom odkryve padajú asi  $30^\circ$  na juh a predstavujú normálny sled vrstiev, lebo kliváž má podstatne strmší sklon, okolo  $60^\circ$  na juh.

Ďalej sme študovali pomery hrebenka idúceho severne od úpravne v závode Čučma, a to predovšetkým na jeho východnom svahu. Tesne za úpravňou vystupuje súvrstvie pravdepodobne ordovických fylitov, obnažených v horizontálnej ceste na východnom svahu. Po niekoľkometrovej medzere, v ktorej môže prebiehať tektonická porucha, vystupuje za ordovickými fylitmi slabá lavica svetlých nečistých lyditov; na ne ostro nasadá poloha tenkovrstevnatých modravých vápencov s erlanickými vložkami, ktorá je späť s tenkými polohami bázičných hornín a asi 3—4 m mocná.

Do nadložia tieto horniny prechádzajú v slabú polohu fylitických vápencov až vápnitých fylitov, nad nimi prichádzajú svetlé piesčité lydity kvarcitového vzhľadu (poloha 2—3 m). V ich nadloží sú podľa rozboru sutiny najprv svetlomodré páskované lydity s vrstvičkami piesčitých lyditov, za ktorými nasleduje pomerne mocná poloha modrých až čiernomodrých tenkovrstevnatých, často detailne zvrásnených lyditov. Ďalšie pokračovanie vrstevného sledu je zakryté sutinou, v ktorej sa vyskytujú okrem hornín vyššieho nadložia fylity a vápenaté fylity. Keďže pomery na hrebene v týchto miestach nezodpovedajú pomerom asi o 60 m severnejšie na východnom svahu, je pravdepodobné, že tu prebieha dislokácia, ktorá spôsobuje, že na hrebene chýba časť vrstevného sledu. Predpokladáme, že normálny vrstevný sled by pokračoval fylitmi a vápnitými fylitmi s polohami celistvých svetlých kryštalických vápencov. Súvislejší sled začínajúci vápnitými fylitmi možno sledovať v cestnom výmole po východnom svahu pozdĺž severného okraja starých hald.

Prvý, silne hákovaný malý východ v ceste je tvorený sľudnatým fylitickým hrdzavonavetraným vápencom a vápencovými fylitmi. Ich priame, opäť hákované nadložie tvorí tenkovrstevnatý modrastý vápeneč s ojedinelými vrstevnými povlakmi sľúd (sericit a chlorit) a so zreteľnou klivážou. Hore po ceste v dĺžke asi 2 m chýba východ; potom nasleduje znova východ fylitických vápencov a vápenitých fylitov rovnakého charakteru ako nižšie. Nad nimi v úseku 4—5 m je sutina; na základe jej rozboru je možné, že pri nadložnom okraji karbonátových hornín sa vyskytuje i tenká vložka lyditov a vyššie poloha fylitov. Ďalší východ tvoria biele plástevné až bridličnaté sľudnaté vápence (so sericitom a chloritom). V nasledujúcej medzere, ktorá je dlhá asi 8 m, môžu byť podľa rozboru sutiny fylity, vápenité fylity, ba aj masívnejšie, svetlé, modro pruhované vápence. Potom nasleduje slabá poloha lyditov (asi  $\frac{1}{2}$  m), ktoré sú tmavomodré, tenkovrstevnaté, väčšinou rovinoploché alebo mierne zvrásnené, lokálne aj intenzívne zmraštené a priečne zbridličnatené. V ich nadloží vystupuje pomerne mocnejšia poloha vápencov s vrstvičkami tektonicky roztrhaných rohovcov. Nad nimi v sutine sa zjavujú úlomky bázičných hornín, ktoré o niečo južnejšie tvoria 6—10 m mocnú polohu, ktorej detailnú stratigrafickú pozíciu ukazuje sled vrstiev na svahu v južnom susedstve starých hald.

Od úrovne horizontálnej cesty nahor vystupujú najprv sľudnaté fylitické vápence, nad nimi po malej medzere bez odkryvu tenkolavícovité modro pruhované vápence bez sľúd. Nad nimi sa podľa rozboru v sutine



nachádzajú vápenaté sľudnaté fylity, normálne fylity, svetlé tenkovrstevnaté i tenkolavcovité vápence, miestami erlanické, ankeritizované sľudnaté vápence, ako aj slabé vložky lyditov. Tieto všetky horniny sú buď detailne zvrásnené, alebo aspoň priečne zbridličnatené. Časť tohto súvrstvia obnažila sonda, v ktorej sa zjavil detailný normálny sled horniny (podľa polohy kliváže) zdola nahor:

Masívne lavicovité modré kryštálické vápence, ktoré prejdú v niekoľko decimetrov mocnú polohu tmavomodrých, hustejšie zvrstvených vápencov so zreteľnou klivážou; nad nimi je 20—30 cm mocný vrstevný mylonit, ktorý vznikol pravdepodobne z fylitických vápencov; nad mylonitom leží asi 1/2 m mocná poloha tmavomodrých vrstevnatých celistvých vápencov so slabou naznačenou klivážou na navetraných plochách a s hojnými kryštálmi primárneho pyritu. Na tento vápenec nasadá ostro 2—3 cm vrstvička tmavého čiernohnedého lyditu. Na lydite leží 2—3 cm vložka vápnitého diabázového tufu a na ňom 5 cm vrstvička nečistého tmavého vápenca s ojedinelými tenkými vložkami tmavého lyditu. Do nadložia sa cez 1 cm vrstvičku zjavuje 1 1/2 cm poloha vápencov, potom zasa niekoľkokentimetrová poloha lyditu a nad ním tenkovrstevnatý žltavý dolomitický vápenec. Jeho ďalšie pokračovanie a nadložie v mieste sondy bolo denudované.

Nad celým súvrstvom, ktorého odkryv v sonde je len malým výsekom, leží komplex diabázov, tufov, vápnitých tufitov a nečistých vápencov lokálne s tenkými (mm, cm) vložkami erlánov. Vápence sa vyskytujú tak vo vrchných, ako aj v spodných partiách komplexu bázik. Tenké, nepravidelne vyklíňujúce lavice vápencov sa striedajú v spodných partiách s diabázovými tufmi a tufitmi. Až nad tým príde vlastná, asi 10 m mocná poloha bázik. V jej nadloží je poloha kryštálických vápencov s tufogénou prímiesou a erlanickými vložkami. Tieto vápence sú intenzívne zvrásnené. Ďalší sled vrstiev nemožno pozorovať.

Pomerne najúplnejší vrstevný sled gotlandským súvrstvom bolo umožnené získať na severnom úpätí vrchu Turecká južne od Betliara. Tu sme vykonali detailné štúdium niekoľkých defilé naprieč vrstiev, hlavne súvrstvom s lyditmi a karbonátovými horninami. I tak nie je isté, či bol zachytený celý vrstevný sled alebo či nie je porušený tektonickými poruchami. Prvé západnejšie dlhé defilé v okolí starej kutacej štólne sme zložili z radu krátkych kulisovito usporiadaných defilé a predĺžili sme ho hlboko do podložia predpokladaného gotlandu až po výskyt porfyroidov. Vo vyšších partiách svahu chýbajú akékoľvek odkryvy a zdá sa, že opis zachycuje len časť gotlandského súvrstvia. Sled hornín zhora nadol je takýto:

#### Hornina

#### Odhad pôvodnej mocnosti

|                                                                                                                                                                                              |           |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| modrošedé fylity (látkovo homogénne) s malými konkréciami pyritu, len miestami s náznakom páskovania, občas s tenkými vložkami kremitých fylitov . . . . .                                   | asi 15 m. |
| Pod týmito horninami ostro ohraničené svetlé tenkovrstevnaté, za čerstva šedavé lydity so sericitom na plochách vrstvej bridličnatosti a so značným podielom klastického materiálu . . . . . | 0,40 m.   |
| Tmavomodrý tenkovrstevnatý lydit . . . . .                                                                                                                                                   | 0,15 m.   |
| Modrošedý tenkovrstevnatý lydit . . . . .                                                                                                                                                    | 0,10 m.   |



|                                                                                                                                                          |             |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------|
| Svetlé tenkovrstevnaté lydity so sericitom na plochách vrstevnej bridličnatosti                                                                          | 0,20 m.     |
| Limonitizovaný tenkovrstevnatý vápencový fylit                                                                                                           | 0,05 m.     |
| Tenkovrstevnatý sericitický vápenec (sericit na plochách vrstevnatosti)                                                                                  | 0,10 m.     |
| Masívny, temer nefóliovaný kryštalický vápenec s modrozltým pruhovaním                                                                                   | 0,40 m.     |
| Grafitické bridlice                                                                                                                                      | 0,05 m.     |
| Masívny kryštalický vápenec husto pruhovaný                                                                                                              | 0,15 m.     |
| Tenkofóliované modročierne vápence s grafitom a sericitom na plochách vrstevnej bridličnatosti                                                           | 0,03 m.     |
| Svetlé hnedonavetrané sericitické (slabo vápnité) fylity s ojedinelými zhlukmi šupiniek chloritu na plochách S                                           | 0,40 m.     |
| Čierne tenkovrstevnaté lydity s tenkými vložkami grafitických fylitov                                                                                    | 0,50 m.     |
| Tenkovrstevnaté lydity spočiatku tmavej farby so sericitom na plochách vrstevnej bridličnatosti, smerom dolu modrohnedé, hnedé až svetlé                 | 1,00 m.     |
| Svetlé sericitické a lyditické fylity s pozvoľným prechodom do svetlých sericitických a vápnitých fylitov                                                | 1,00 m.     |
| Ružovkasté sludnaté tenkovrstevnaté kryštalické vápence (so sericitom a s ojedinelými zhlukmi šupiniek chloritu)                                         | 1,00 m.     |
| Sericitické vápnité fylity                                                                                                                               | 1,50 m.     |
| Zelenavé a bielošedé sericitické vápnité fylity, miestami so zhlukmi chloritu a vo vyšších partiách s 1—2 mm vrstvičkami svetlých kryštalických vápencov | 1,30 m.     |
| Tenkolavivé sludnaté kryštalické vápence                                                                                                                 | 0,50 m.     |
| Sludnaté vápencové fylity až fylitické tenkovrstevnaté vápence                                                                                           | 0,60 m.     |
| Šedé veľmi jemné fylity                                                                                                                                  | 1,00 m.     |
| Tektonická brekcia z tmavých lyditov                                                                                                                     | 0,10 m.     |
| Dislokačný íl                                                                                                                                            | 0,35 m.     |
| Rozdrvené zvetrané horniny (asi fylity až vápnité fylity)                                                                                                | 0,25 m.     |
| Čierny tenkovrstevnatý, silne zvrásnený lydit                                                                                                            | 0,5—1,00 m. |
| Dislokačná drvína                                                                                                                                        | 0,30 m.     |
| Svetlé tenkovrstevnaté lydity s povlakmi sericitu na plochách vrstevnej bridličnatosti                                                                   | 0,35—? m.   |
| Šedé, veľmi jemné a miestami piesčitejšie fylity (pre nedostatok odkryvov nie je vylúčené, že sú tu i vložky iných hornín)                               | 5,00—? m.   |

Až po nasledujúce horniny predpokladáme, že ide o horniny gotlandu. Ďalej do podložia nasledujú rôzne horniny, ktoré patria pravdepodobne už ordoviku. Súvislosť medzi jednotlivými odkryvmi nebolo už možné tak dobre zistiť, ba aj odhad mocnosti je problematický. Menej detailný opis než pri vyššom súvrství nám umožnil urobiť tento sled hornín:

#### Hornina

#### Odhad pôvodnej mocnosti

|                                                                                                                                                                                                                                  |              |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------|
| Šedé jemné rovnoploché, miestami jemne páskované fylity, prechádzajúce do spodku v piesčitejšie s polohami drobových až kremitých fylitov; ešte nižšie temer len piesčité fylity, rúžovkasto navetrané                           | asi 30 m.    |
| Páskované fylity                                                                                                                                                                                                                 | asi 2 m.     |
| Kremité sericitické fylity s drobnými valúnmi (?)                                                                                                                                                                                | asi 0,5 m.   |
| Šedé až tmavé (modrošedé) fylity miestami jemne svetle páskované (svetlé pásy sú piesčité)                                                                                                                                       | asi 5 m.     |
| Súvrstvie prevažne piesčitých fylitov až jemnozrnných fylitických pieskocov s tenkými polohami šedých fylitov, sprostredkujúce prechod z fylitov do spodnejších kvarcitov                                                        | asi 12 m.    |
| Jemné šedé ružovonavetrané, miestami sotva znateľne páskované kvarcy, v spodných partiách tenkofóliované a mierne sludnaté (sericit)                                                                                             | asi 25—30 m. |
| Piesčité i jemné fylity, vo vyšších partiách kremitejšie a málo páskované, nižšie polohy páskovaných fylitov, ďalej striedanie tmavých jemných fylitov so svetlejšími piesčitými fylitmi a na spodu prevažne len piesčité fylity | asi 6 m.     |



Po neostrom styku nasledujú fylitické porfyroidové tufity tenkofóliované, . . . . . asi 7 m.  
 prechádzajúce do spodku do jemnozrnných zelenkastých porfyroidov  
 a tieto do normálnych porfyroidov . . . . . ?

Ďalšie krátke defilé cez časť gotlandskeho súvrstvia južne od Betliara prebieha asi 40 m východnejšie od počiatočného úseku predošlého dlhého defilé. Končí na hranici lesa a lúky, t. j. na okraji alúvia rieky Slanej, kde je nadstavené odsadeným krátkym defilé s ryhou. Poradie hornín v sledovanom úseku smerom k podložíu je takéto:

| Hornina                                                                                                                | Odhad pôvodnej<br>mocnosti |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------|
| Šedé jemné fylity s konkréciami pyritu (len v sutine, preto nie je vylúčené, že sú tu i vložky iných hornín) . . . . . | ? m.                       |
| Tenkovrstevnaté lydity vo fylitoch; časť ich súvrstvia zastihnutá ryhou s týmto detailným sledom —                     |                            |
| lupenité lydity až fylitické lydity . . . . .                                                                          | 0,25 m ?                   |
| šedé jemné fylity . . . . .                                                                                            | 0,10 m,                    |
| lupenité lydity . . . . .                                                                                              | 0,10 m,                    |
| šedé jemné fylity . . . . .                                                                                            | 0,07 m,                    |
| tenkovrstevnatý tmavý modrastý lydit . . . . .                                                                         | 0,20 m,                    |
| šedé jemné fylity . . . . .                                                                                            | 0,07 m,                    |
| tenkovrstevnaté tmavé modrasté lydity . . . . .                                                                        | 0,60—? m.                  |
| Sutina zo šedých jemných fylitov s ojedinelými konkréciami (nie sú vylúčené aj iné horniny) . . . . .                  | 20 —35 m.                  |

V spodnejších partiách tohto súvrstvia ryha zastihla tmavošedé až modrošedé jemné fylity s niekoľkými tenkými (1—3 cm) vložkami šedého lyditu.

Styk súvrstvia šedých fylitov so spodnejšími horninami nebol zastihnutý; podľa úlomkov v sutine je možné, že pod nimi nasleduje slabá poloha lyditov alebo lyditov s fylitmi a pod nimi vápnité fylity a vápence. Ryha zastihla istú časť karbonátových vrstiev. V nej sme zistili tento detailný sled:

| Hornina                                                                                                                                                                                                                                                        | Odhad pôvodnej<br>mocnosti |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------|
| Tenkovrstevnaté sľudnaté vápence (mm—cm), striedajúce sa s hojnými lavičkami (3—6 cm) bieleho žltavého kryštallického vápenca . . . . .                                                                                                                        | 0,70—? m.                  |
| Vápenkové fylity a sľudnaté bridličnaté vápence s ojedinelými (asi 2 cm) vrstvičkami čistého bieleho vápenca . . . . .                                                                                                                                         | 1,60 m.                    |
| Poloha tmavomodrého kryštallického vápenca . . . . .                                                                                                                                                                                                           | 0,30 m.                    |
| Vápenkové až vápnité sericitické fylity . . . . .                                                                                                                                                                                                              | 0,15—? m.                  |
| Pod týmito karbonátovými vrstvami šedé jemné fylity (prechod nezastihnutý) . . . . .                                                                                                                                                                           | asi 2,00 m.                |
| <sup>1</sup> Jemné fylity, nasadajúce ostro na lydity. Poloha svetlých masivných, málo zreteľne zvrstvených lyditov, prestúpených nepravidelnými a deformovanými žilami kremeňa, naspodku asi s 15 cm mocnou vrstvou tmavomodrých zvrstvených lyditov. . . . . | 1,80 m.                    |
| <sup>2</sup> Lydity ostro hraničiace . . . . .                                                                                                                                                                                                                 | 2,00 m.                    |
| s tenkovrstevnatými vápenčovými fylitmi, ktoré sú v spodných partiách menej fóliované . . . . .                                                                                                                                                                | 0,80 m.                    |
| Šedé, slabo vápnité fylity . . . . .                                                                                                                                                                                                                           | 0,30 m.                    |
| Tenkovrstevnaté vápenaté šedé fylity . . . . .                                                                                                                                                                                                                 |                            |

<sup>1,2</sup> Paralelne odsadené defilé — opakuje sa časť stratigrafie v trochu pozmenenej podobe v odsadenom defilé, ktoré nadstavuje sled vrstiev.



|                                                                                                                                                                                                     |           |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| Tenkovrstevnaté vápence (vrstvičky rádu cm; jedna vrstvička šošovkovite ňasadzuje až na 20 cm a tvorí ju modrý bielo pruhovaný vápenec) s vrstvičkami oddelenými tenkými vložkami vápnitých fylitov | 0,70 m.   |
| Sericitické vápnité fylity až tenko bridličnaté fylitické vápence (mocnosť vrstvičiek rádu mm)                                                                                                      | asi 1 m.  |
| <sup>3</sup> Poradie hornín v odsadenom defilé:                                                                                                                                                     |           |
| Šedé až modrasté jemné fylity                                                                                                                                                                       | ?         |
| Poloha masívnejších, pomerne tmavých lyditov, prestúpených mnohými drobnými i väčšími deformovanými žilami kremeňa                                                                                  | 3,00 m.   |
| Svetlý tenkobridličnatý lydit so sericitickými povlakmi na plochách vrstvej bridličnatosti                                                                                                          | 0,20 m.   |
| <sup>4</sup> Tenkobridličnaté sericitické vápence (vrstvičky rádu mm až cm) s vložkami vápenatých fylitov                                                                                           | 1,50—? m. |

Ďalší detailný sled vrstiev, ktorý sme študovali v ryhe, je takýto:

| Hornina                                                                                             | Odhad pôvodnej<br>mocnosti |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------|
| Sericitické vápnité fylity až tenkobridličnaté fylitické vápence                                    | 0,50—1(?) m.               |
| Šedé fylity                                                                                         | 0,30 m.                    |
| Šedé fylity, striedajúce sa s tenkými mm a cm vrstvičkami šedých nečistých lyditov                  | 0,25 m.                    |
| Vložka fylitického priečne zbridličnatého vápenca                                                   | 0,05 m.                    |
| Šedé fylity vo vrchných partiách lyditické                                                          | 0,25 m.                    |
| Tenkovrstevnatý fylitický (sericitický s chloritom) vápenec                                         | 0,05 m.                    |
| Vložka čiernomodrého lyditu                                                                         | 0,03—0,04 m.               |
| Tenkovrstevnaté (mm, cm) sľudnaté vápence (sericit, miestami chlorit) s vložkami vápenatých fylitov | ?                          |
| Tenkovrstevnaté tmavomodré až černavé vápence a vápenité fylity                                     | 0,17 m.                    |
| Tmavé tenkovrstevnaté lydity                                                                        | 0,35 m.                    |
| Tenkovrstevnaté ružovkasté vápence s vložkami sericiticko-chloritických lyditov                     | ?                          |

Ďalšie druhé dlhé defilé v južnom okolí Betliara prebieha západne od Maši približne na sever od kóty 543 po alúvium Slanej blízko vyústenia bočnej dolinky, ktorá sa ťahne od kóty 552. Zhora nadol sa vyskytujú horniny v tomto poradí:

| Hornina                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 | Odhad pôvodnej<br>mocnosti |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------|
| Komplex porfyroidov                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     | ?                          |
| Ich styk so spodnejšími horninami nie je obnažený. V sutine sa vyskytujú úlomky šedých fylitov; komplex je pomerne monotónny, len miestami sú jemne páskované fylity väčšinou rovnoploché, občas s malými konkréciami pyritu; vo vrchných partiách blízko porfyroidov je snáď len niekoľkokometrová poloha svetlých tmavopáskovaných jemnozrnných kvarcitov s podielom živcového materiálu <sup>5</sup> | asi 30—50 m.               |
| Tenkovrstevnaté fylitické kvarcity                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      | 3,00 m.                    |
| Piesčité kemité fylity                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  | 3,50 m.                    |
| Tmavé, trocha grafitické fylity, striedajúce sa s vložkami masívnejších piesčitejších lyditov                                                                                                                                                                                                                                                                                                           | 0,50 m.                    |
| Jemné šedé fylity <sup>6</sup>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          | 3,00 m.                    |
| Hrubolavicovitý ankerit <sup>7</sup>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    | 2,00 m.                    |

<sup>3,4</sup> Paralelné odsadené defilé — opakuje sa časť stratigrafie v trochu pozmenenej podobe v odsadenom defilé, ktoré nadstavuje sled vrstiev.

<sup>5</sup> V spodných partiách tohto komplexu sú celistvejšie jemnozrnné rovnoploché fylity, ktoré sa smerom nadol pozvoľna vyvíjajú v kvarcity.

<sup>6,7</sup> Fylity ostro hraničia s ankeritovým telesom v podloží. Pri styku je niekoľko cm mocná poloha brekcie zo šedého fylitu a žilky kremeňa. Priamo na povrchu ankeritu je útržková karbonátovografitická tenká vrstvička.



|                                                                                                                          |           |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| Hustovrstevnatý (cm) ankerit na plochách vrstevnej bridličnatosti s povlakmi sericitu . . . . .                          | 2,00 m.   |
| Čierne alebo vápnité fylity, miestami slabo lyditické . . . . .                                                          | 0,30 m.   |
| Veľmi jemné svetložedé sericitické rovnoploché fylity (ostro končiace na lyditoch) . . . . .                             | 4,00 m.   |
| Silne grafitické tenkovrstevnaté lydity s medzivrstvičkami grafitických fylitov . . . . .                                | ? (10 m). |
| Vápnité fylity . . . . .                                                                                                 | 0,30 m.   |
| Lavice ankeritového vápence . . . . .                                                                                    | 0,50 m.   |
| Sľudnaté vrstevnaté, slabo ankeritizované vápence, prechádzajúce do spodku do vápencových až vápnitých fylitov . . . . . | 4,00 m.   |
| Kremito-vápnité fylity s drobnými šošovkovitými alebo šmuhovitými partiami lyditov . . . . .                             | 0,20 m.   |
| Šedý husto zvrstvený lydit so sericitickými povlakmi na plochách vrstevnej bridličnatosti . . . . .                      | 0,15 m.   |
| Zelenavošedé vápencové sericitické fylity . . . . .                                                                      | 2,00 m.   |

V tomto mieste sled končí na alúviu. Ďalší sled sme sledovali v odsadenom defilé, a to asi o 40 m na západ. Priame nadviazanie je neisté a je možné, že chýba niekoľkometrová partia. V odsadenom defilé sme zistili tento sled hornín:

| Hornina                                                                                                                          | Odhad pôvodnej<br>mocnosti |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------|
| Tmavé tenkovrstevnaté lydity (asi slabá poloha) . . . . .                                                                        | ?                          |
| Tmavé tenkovrstevnaté fylity . . . . .                                                                                           | 0,75 m.                    |
| Tmavé tenkovrstevnaté lydity . . . . .                                                                                           | 1,00 m.                    |
| Ružovkasté tenkovrstevnaté fylitické vápence na plochách vrstevnej bridličnatosti so sericitom . . . . .                         | 1,00 m.                    |
| Svetlé hustovrstevnaté lydity, zvrásnené do silne vytiahnutých vrás s malými konkréciami pyritu . . . . .                        | 2,00 m.                    |
| Šedohnedé až šedomodré lydity (na spodku so slabou vložkou čiernych fylitov a s tenkými medzivrstvičkami fylitov) . . . . .      | 1,00 m.                    |
| Tmavé (až čierne) hustovrstevnaté až lavičkovité (mocnosť do 10 cm) lydity s niekoľkými vložkami sericitických fylitov . . . . . | 1,00 m.                    |
| Šedé, vo vrchných partiách jemné rovnoploché fylity, nižšie lokálne páskované, občas s konkréciami pyritu . . . . .              | 19,00 m.                   |
| Šedé piesčité fylity . . . . .                                                                                                   | 1,00 m.                    |
| Svetlé, husto zvrstvené jemnozrné kvarcity . . . . .                                                                             | 3,00 m.                    |

V tomto mieste defilé znova končí a nedá sa ďalej nadstaviť.

Posledne uvedené kvarcity a pravdepodobne i časť fylitov nad nimi patria už ordoviku. Podobne i na začiatku defilé patria ordoviku porfyroidy a nejaká časť komplexu hornín pod nimi, ktoré sú pravdepodobne v tektonickom nadloží silúrskeho súvrstvia.

Sled vrstiev v opísaných profiloch a defilé nie je možné do detailu prakticky paralelizovať, a to ani v defilé blízko seba ležiacich. V pruhu Betliar—Čučma—Bystrý potok možno celkove stanoviť dva až tri lyditové horizonty a spravidla dva karbonátové horizonty. Karbonátové horniny vystupujú stratigraficky spravidla nad lyditovými horizontami, miestami aj ako vložky v nich. Naopak lydity zasa tvoria niekedy vložky v karbonátových horninách. Pre celé súvrstvie tohto pruhu je charakteristické, že lyditové horniny zaujímajú stratigraficky skôr spodnejšie časti lydito-karbonátového súvrstvia.

Naproti tomu v gotlandskom súvrství na Železníku lyditové horniny vyskytujú sa prevažne vo vrchných a stredných častiach lydito-karboná-



tového súvrstvia. Predpokladáme, že táto odlišná stratigrafická pozícia je len zdanlivá a že lyditové horizonty udržuju vcelku rovnaké stratigrafické niveau ako pri Betliari. Z toho by vyplývalo, že karbonátové horizonty, pokiaľ sú vyvinuté, môžu mať v gemeridnom silúre premenlivú stratigrafickú pozíciu. Pokiaľ ide o Železník, časť karbonátových hornín je pravdepodobne relatívne staršia ako pri Betliari, na čo poukazuje skutočnosť, že v určitom úseku sú karbonátové horniny v priamom stratigrafickom styku s porfyroidmi. Domnievame sa, že porfýrový vulkanizmus tu netrval anomálne tak dlho, aby zasiahol i do gotlandu, ale že karbonátová sedimentácia začala v tomto malom úseku skôr ako inde. S tým tu pravdepodobne súvisí i pomerne mohutné zastúpenie karbonátových hornín.

Vcelku podobné stratigrafické pomery sú v Nižnej Slanej na ložisku Manó, kde karbonátové horniny sú tak isto vyvinuté, a to predovšetkým v spodnejších častiach lydito-karbonátového súvrstvia, a začínajú v blízkom nadloží porfyroidov.

Gotlandské horniny tvoria v gemeridách dlhé, veľmi úzke pruhy, a to zásluhou celkového charakteru tektonickej štruktúry staršieho paleozoika. Tieto pruhy sú ťažko vymapovateľné, a preto na mapách sa prejavujú ako nesúvislé jednotlivé výskyty. Podľa doterajších znalostí je niekoľko takýchto pruhov. Pokiaľ ide o petrografický obsah, sú navzájom rovnocenné. Najmarkantnejší rozdiel sa javí v zastúpení karbonátových hornín. Prakticky niektorým pruhom karbonátová sedimentácia chýba, kým v iných tvorí veľmi podstatnú časť. Najbohatší na karbonáty je pruh Hanková—Volovec—Stará Voda—Goletz. Nedostatok karbonátov je markantný najmä v severnejších pruhoch a vo východnej časti Rudohoria.

13. I. 1956

*Ústřední ústav geologický,  
Praha  
Geologický ústav Dionýza Štúra,  
Bratislava*



JÁN SENEŠ

# POZNÁMKY KU GEOTEKTONICKÉMU A PALEOGEOGRAFICKÉMU VÝVOJU NEOGÉNU VÝCHODNÉHO SLOVENSKA

*(Ruské a nemecké resumé)*

Sústavný a podrobný geologický výskum východoslovenského neogénu sa už dnes opiera o hlbinné vrty, ktoré prinášajú stále nové poznatky o stratigrafii a paleogeografii územia. Novšie výsledky v zásadných črtách pozmenujú staré názory paleogeografické a najmä geotektonické a dávajú nové predpoklady a smer pre výskum nerastných surovín.

Aj keď tento intenzívny geologický výskum a prieskum východného Slovenska prináša nové poznatky, spresňuje stratigrafiu a otvára perspektívu novým paleogeografickým a geotektonickým úvahám, je nevyhnutné konštatovať, že dodnes ešte nepoznáme stratigrafický obsah Potiskej nížiny a Košickej kotliny a že naše poznatky a úvahy o paleogeografii neogénu východného Slovenska vychádzajú najmä z výskumu okrajových častí nížin, Prešovsko-tokajského pohoria, Vihorlatu, miocénneho obalu zemplínskeho paleozoika a z niektorých hlbinných vrtov, najmä na okrajoch depresii.

Napriek týmto nedostatkom nás niektoré nové výsledky výskumu nútia, aby sme doterajší názor o jednotnom paleogeografickom vývoji neogénu východného Slovenska pozmenili a dali miesto náhľadu, podľa ktorého vývoj nastal v silne diferencovaných subsidenčných pásmach od seba tektonicky oddelených väčšinou syntektonickou sedimentáciou, pričom sedimentačné oblasti boli v rôznych dobách neogénu v dôsledku menlivej intenzity synorogénnych a epeirogénnych pohybů na rôznych miestach.

Už v roku 1953 pri zisťovaní veľmi zložitého vývoja helvéty a mimoriadne pestrého biofaciálneho vývoja tortónu (L e š k o 1955a, S e n e š 1954, 1955a) sme v neogéne východného Slovenska predpokladali určité sedimentačné diferenciacie. Tieto sme vysvetľovali čiastočne pohybom toplánskeho a niektorých iných zlomů počas sedimentácie, čiastočne tým, že sedimentácia v neogéne na východnom Slovensku ako v tretoradej zálivovej depresii bola len odrazom uzavretých sedimentačných cyklov v druhoradej geosynklinále paratetidy. V zálivových oblastiach tretoradových depresii totiž sedimentačné megacykly paratetidy môžu vykazovať mnohonásobenie sedimentačných cyklov a tým aj značné litofaciálne a biofaciálne výkyvy. Pestrý biofaciálny vývoj, poukazujúci na veľký počet sedimentačných mikrocyclov, napr. v tortóne východného Slovenska, síce dokazuje, že v tom čase územie bolo skutočne zložitou zálivovou oblasťou, ale dostatočne nevysvetľuje veľké stratigrafické a faciálne rozdiely, zistené v poslednom čase najmä hlbinnými vrtmi v neogéne na rôznych miestach východného Slovenska.

Bolo zistené, že kým severne od Vihorlatu leží na flyši diskordantne



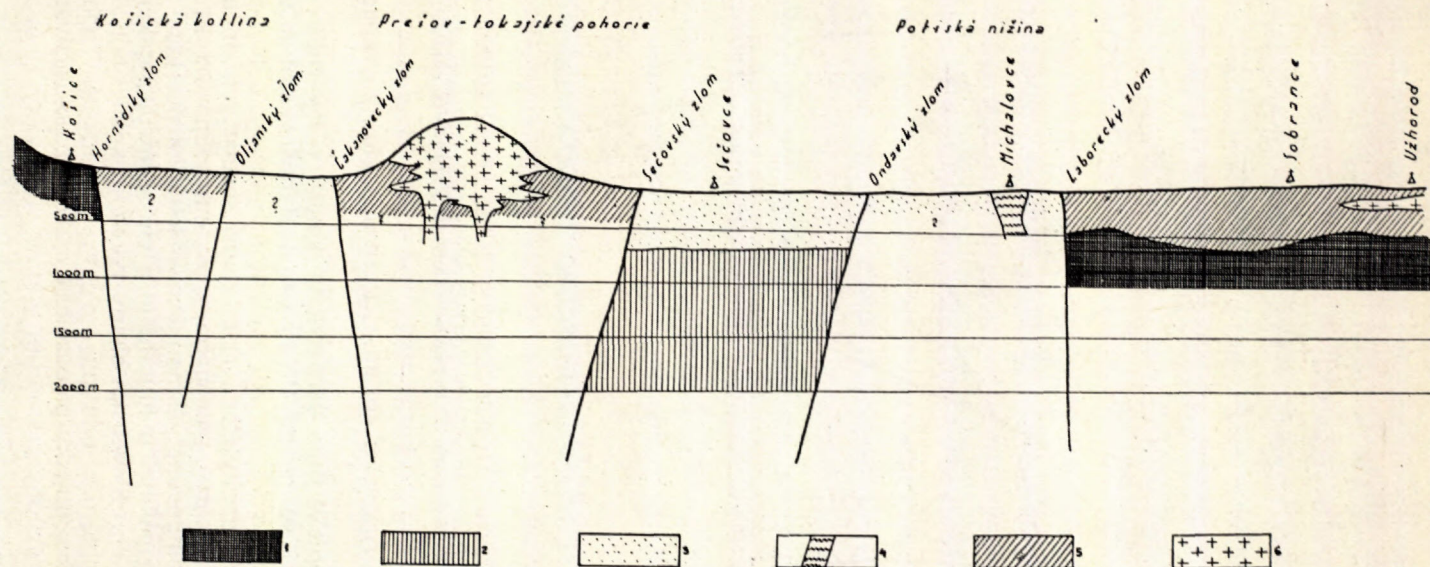
helvét (Čechovič 1952, Leško 1953, Seneš 1955a), na karbón zemplínskeho ostrova transgreduje priamo tortón (Bystrička 1954). Vyše 500 m mocný sladkovodný panón leží v severnej časti Potiskej nížiny priamo na centrálnokarpatskom paleogéne a na mezozoiku subtrika bez prítomnosti miocénu (Seneš 1955b). Tesne vedľa, na západnej strane laboreckého zlomu vyše 200 m mocná poloha ryolitového tufitu leží priamo na miocéne. Vo vedľajšej kre ani tieto ryolitové tufy, ani miocén sa nevy-skytujú. Pri Sečovciach pestrý, prevažne brakický tortón dosahuje už vyše 1000 metrovú mocnosť (Čilek 1955). Od tohto na západ v pruhu Prešovsko-tokajského pohoria sladkovodný panón a sarmat dosahujú opäť mocnosť vyše 500 m (Seneš — Leško 1954). Takéto rozdiely v stratigrafickom obsahu neogénu v rôznych, od seba pomerne blízkych oblastiach východného Slovenska nie je možné vysvetľovať ani roztrieštením sedimentačného megacyklu paratetidy v zálivových oblastiach na mikrocykly, ani erozívnymi činiteľmi alebo ako následok jednoduchej zlomovej tektoniky. Je jasne dokázané, že rôzne stratigrafické obzory o značných mocnostiach ležia diskordantne na vekove rôznom staršom paleogénnom mezozoickom alebo paleozoickom podklade, pričom aj vekove rovnaké obzory neogénu vykazujú nápadné zmeny mocnosti, biofaciálneho a litofaciálneho charakteru.

Opakujem, že týchto niekoľko dát ani z ďaleka nestačí na to, aby sme poznali podrobnejšiu stavbu neogénu východného Slovenska, ale predsa nás oprávňuje robiť určité dôležité závery.

Najprv možno zistiť, že neogénnu nížinu východného Slovenska nemožno považovať v zmysle geologickom za jednotnú panvu, kde by sa dali očakávať jednotné komplexy a jednotný vývoj sedimentov. Podľa našich starých predpokladov neogénne územie východného Slovenska kleslo viacmenej jednotne začiatkom neogénu a postupne bolo vyplnené miocénnymi sedimentami. Oproti tomu teraz vidíme, že sedimenty panvy sú v rôznych pásmach od seba vekove, faciálne a čo do mocnosti odlišné. Spodný miocén je obmedzený možno len na severnejšie a západné časti panvy. Vývoj tortónu a sarmatu je vekove a faciálne diferencovaný väčšinou v pásmach smeru severo-južného. V najhlbších oblastiach Potiskej nížiny možno očakávať prítomnosť hrubého panónu, prípadne sladkovodného sarmatu. Z toho vyplýva, že paleozoicko-mezozoické a paleogénne podložie tzv. východoslovenskej neogénnej panvy sa ponáralo za neogénu len po úsekoch v osobitných tektonických pásmach. Územie teda ani v miocéne, ani v pliocéne nebolo jednotne zakryté morom a jazerom, ale malo ráz vnútorného mora so zložitými zálivmi a batymetrickými pomermi, ktorých brehy prebiehali väčšinou pozdĺž dislokácií. Táto členitosť a tvárnosť vnútorného mora sa súčasne načas v dôsledku synorogénnych epeirogénnych pohybov zmenila.

Smer veľkých dislokácií, paralelných poruchových zón v neogénnej panve východného Slovenska sa podľa doterajších poznatkov ukazuje dvojaký. Je to jednak smer severozápad-juhovýchod, teda tzv. karpat-ský, ktorý sa uplatňuje prevažne v severných okrajových oblastiach panvy; poruchy takého smeru sú však aj v južnej časti východného Slovenska. Ďalší smer tektonických líní je severo-južný s menšími odchýlkami na východ a západ. Tieto poruchy pretínajú takmer celú neogénnu oblasť

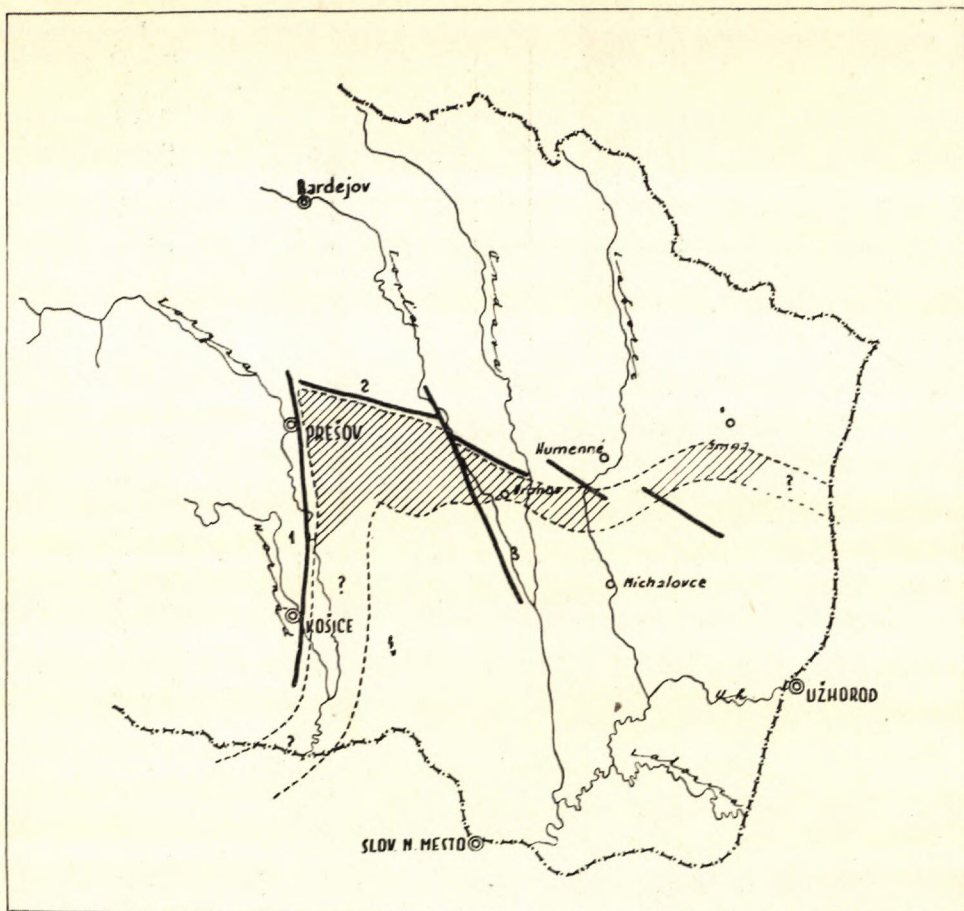




Obr. 1. Schematický geologický rez východoslovenským neogénom medzi Košicami a Užhorodom. Zostavil dr. Ján Senč 1955.

1. Paleozoické, mezozoické a paleogénne podložie. 2. Tortón vo vývoji prevažne brakickom a sladkovodnom. 3. Sarmat vo vývoji brakickom a sladkovodnom. 4. Sarmatské ryolity. 5. Vrchný sarmat a pliocén vo vývoji sladkovodnom. 6. Panónske pyroxén-andezity.





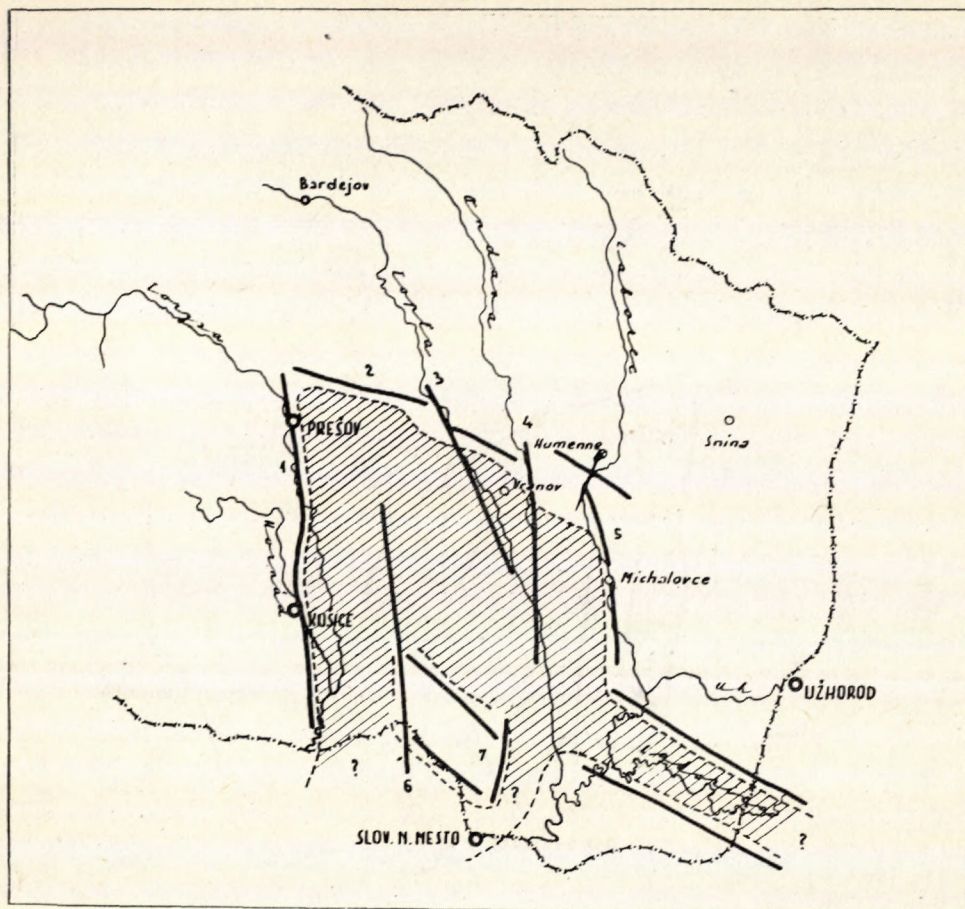
Obr. 2. Predpokladané rozšírenie spodnomiocénnych zálivov na východnom Slovensku.  
Zostavil dr. Ján Seneš 1955.

1. Hornádsko-torýsky zlom. 2. Prešovský zlom. 3. Topľanský zlom.

a ohraničujú Košicko-prešovskú kotlinu a Potiskú nížinu zo západu a východu.

Najdôležitejšie tektonické línie karpatského smeru v severnej okrajovej časti neogénnej oblasti sú medzi Prešovom a Hanušovcami a v oblasti Vihorlatu. Obe zlomové pásma vznikli začiatkom miocénu a nadväzujú na hornádsko-torýsky a topľanský zlom. Tieto zlomy severovýchodného smeru poukazujú na oživenie starej paleogénnej tektoniky, pozdĺž ktorej boli opätovne presunuté a tangované pásma mezozoického karpatského hrebeňa, vnútorného bradlového pásma, magurského a centrálneokarpatského flyšu. V južnej časti východného Slovenska zlomy takéhoto smeru boli obnovené asi len na rozhraní helvéty a tortónu a vo vyššom miocéne. Ohraničujú a rozdeľujú na pásma zemplínsky paleozoický ostrov. V pokračovaní týchto zemplínskych porúch západným smerom vidíme ruskovský zlom. Poruchy





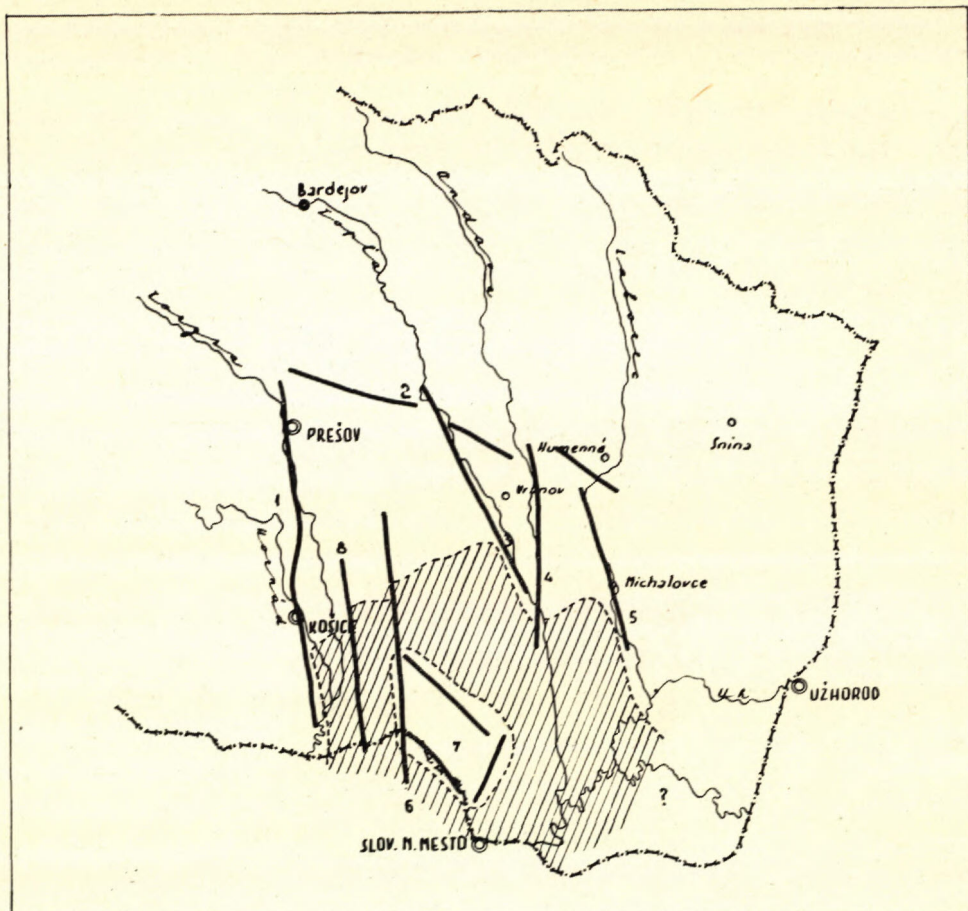
Obr. 3. Predpokladané rozšírenie tortónskeho mora na východnom Slovensku. Zostavil dr. Ján Seneš 1955.

1. Hornádsko-toryský zlom. 2. Prešovský zlom. 3. Topľanský zlom. 4. Ondavský zlom. 5. Laborecký zlom. 6. Sečovský zlom. 7. Zemplínsky paleozoický ostrov.

takéhoto smeru existujú zaiste aj v južnej časti Potiskej nížiny smerom ku Kráľovskému Chlmcu. Veľký ruskovský zlom je asi vrchnosarmatského veku, zlomy karpatského smeru pod Potiskou nížinou však boli aktívne pravdepodobne už od začiatku tortónu.

Tektonické línie severo-južného smeru mali v geologickej stavbe neogénu východného Slovenska vedúcu úlohu. Vznik hornádsko-toryského a topľanského zlomového systému môžeme klásť na bázu miocénu, jeho mohutnejšie pohyby sa však ukazujú najmä na báze a počas tortónu. Tortónskeho veku sú taktiež asi poruchy severo-južného smeru, ktoré ohraničujú Zemplínsky paleozoický ostrov. Mohutné obnovenie týchto posledných porúch, ako aj laboreckého poruchového systému vidíme v sarmate a hlavne v panóne. Výrazné sú panónske poruchy tiež v pásme Prešovsko-tokajského pohoria.





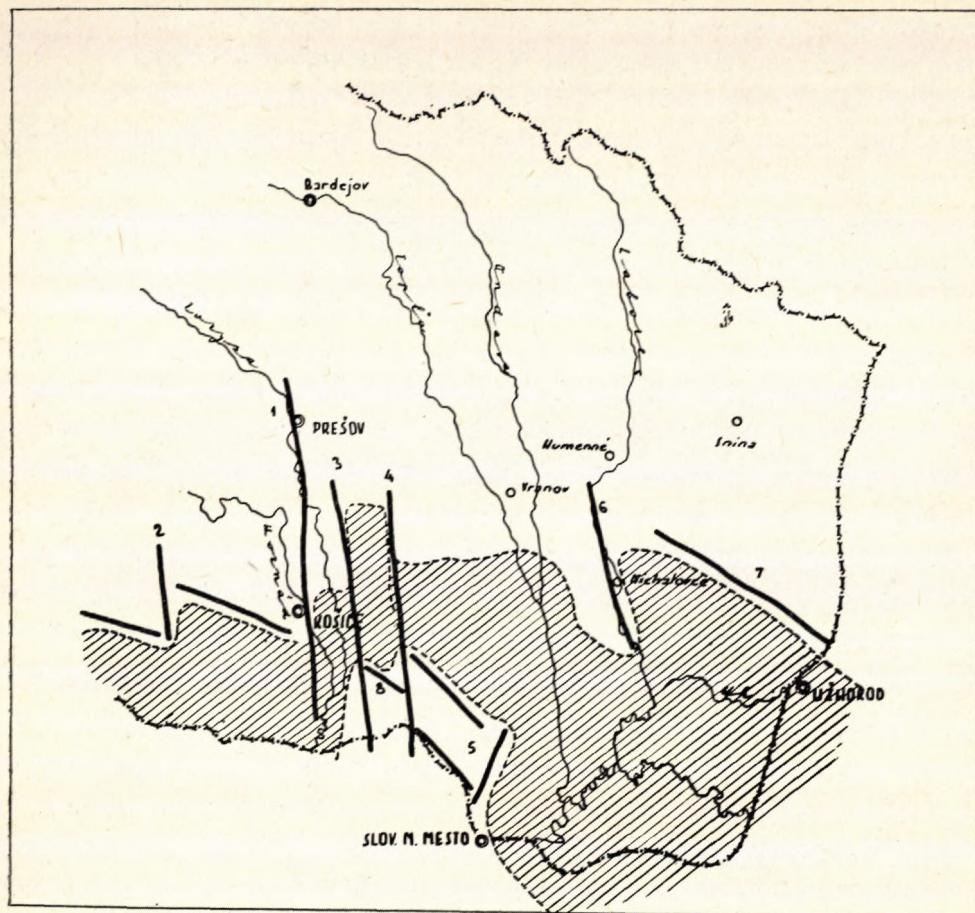
Obr. 4. Predpokladané rozšírenie sarmatských brakických zálivov na východnom Slovensku.  
Zostavil dr. Ján Seneš 1955.

1. Hornádsko-toryský zlom. 2. Prešovský zlom. 3. Topľanský zlom. 4. Ondavský zlom.  
5. Laborecký zlom. 6. Sečovský zlom. 7. Zemplínsky paleozoický ostrov. 8. Čakanovský zlom.

Týmto, dnes už čiastočne vystopovanými veľkými poruchami boli obmedzené v jednotlivých dobách sedimentačné priestory východného Slovenska. Na základe doterajších výsledkov výskumu je isté, že v jednotlivých, väčšinou tektonicky obmedzených pásmach môžeme očakávať od seba odlišnú stratigrafickú a faciálnu výplň.

Pre nedostatočný počet a malú hĺbku orientačných a oporných vrtovej nie je zatiaľ možné presne rekonštruovať vek vzniku a časové rozpätie aktivity uvedených zlomov. Na tieto, ako aj na rozlohu a časove odlišné erozívne fázy môžeme usudzovať len z veľmi kusých dát, najmä na základe zistených faciálnych zmien, stratigrafických hiátov a zmien mocnosti vekove fixovaných súvrství.





Obr. 5. Predpokladané rozšírenie vrchnosarmatských a panónskych jazier na východnom Slovensku. Zostavil dr. Ján Seneš 1955.

1. Hornádsko-torýsky zlom. 2. Moldavsko-jasovský zlom. 3. Čakanovský zlom. 4. Sečovský zlom. 5. Zemplínsky paleozoický ostrov. 6. Laborecký zlom. 7. Vihorlatský zlom. 8. Ruskovský zlom.

Prelom Prešovskej a Košickej kotliny, ďalej vznik pravdepodobne úzkeho pruhu sedimentačnej oblasti na čiare Vranov—Modrá nad Cirochou pozdĺž porúch severozápadného smeru bol určite už v spodnom miocéne. Prehlbenie západnej a snáď aj južnej časti územia (Košická kotlina, oblasť Prešovsko-tokajského pohoria a južná časť Potiskej nížiny) bolo intenzívne a dlhodobé v tortóne a bolo ohraničené na západe zlomami severo-južného, na juhu asi zlomami severozápadného smeru. No toto prehlbenie počas tortónu bolo aktivitou zlomov (olšanský a toplanský) ďalej diferencované. Prelomenie vo vyššom sarmate a najmä v panóne, ktoré sa vyznačuje mohutnou subsidenciou, bolo najmä v oblasti Prešovsko-tokajského pohoria severne od ruskovského zlomu a na území Potiskej nížiny, zvlášť východne od laboreckého poruchového pásma. Markantne sa zjavuje pleistocénna subsidencia najmä



v južných oblastiach Potiskej nížiny. Holocénne klesanie je zjavné z dnešnej morfológie v severnej časti nížiny v podvihorlatskej oblasti.

Iniciálny stav vzniku prehĺbenín pozdĺž porúch je iste rázu synorogénneho; je súčasný s orogénnymi fázami. Pri vzniku Prešovskej kotliny a spodnomiocénnej depresie v severnej časti územia sa uplatnili pohyby, časove zodpovedajúce asi tzv. sávskej fáze vrásnenia; prehĺbenie strednej časti územia zodpovedá synorogénnym pohybom so zložitou štýrskou fázou. Prelom strednej časti Prešovsko-tokajského pohoria, vznik ruskovského zlomu a prehĺbenie severnej časti Potiskej nížiny nesporne súvisí s atickým a rodanským, prípadne ešte s mladšími orogénmi.

Značná, 500 až 1000 metrová sedimentácia v intervale časove pomerne krátkom však nasvedčuje tomu, že v geotektonickej stavbe územia, teda pri vzniku sedimentačných priestorov dominovala permanentná subsidencia pozdĺž zlomov epeirogenetického pôvodu. Veľké mocnosti stratigraficky pomerne úzkych obzorov takto jasne nasvedčujú syntektonickej sedimentácii.

Z uvedeného vyplýva, že paleogeografický vývoj neogénu východného Slovenska, najmä priestorové rozloženie transgresíí a regresíí bolo závislé nielen od sedimentačných megacyklov paratetídy, ale v prvom rade od geotektonickej mobility územia. Odrazy sedimentačných megacyklov a geotektonický vývoj na mnohých miestach východného Slovenska sa aj časove od seba líšia. To preto, že kým megacykly sedimentácie v geosynklinále paratetídy sa obnovovali väčšinou v dôsledku orogénnych fáz, sedimentácia na našom území, aj keď možnosť transgresie bola čiastočne závislá od vývoja paratetídy, bola podmienená okrem synorogénnych, aj stálymi epeirogénnymi zlomovými pohybmi v dobe orogénneho pokoja.

Geografické rozšírenie neogénnych morí na východnom Slovensku môžeme zdeliť do troch fáz. Spodnomiocénne burdigal-helvétske moria boli pravdepodobne rozšírené len v severných a západných oblastiach dnešnej panvy. Rozšírenie tortónskych a sarmatských morských zálivov bolo obmedzené na stredné a južné časti dnešnej nížiny, kým už vo vrchnom sarmate a najmä v panóne rozsiahle jazero pokrývalo celú južnú a východnú časť východného Slovenska.

V neogéne pred tortónom teda sotva možno hovoriť o nejakej jednotnej sedimentačnej panve na východnom Slovensku. Vznik akéhosi jednotnejšieho väčšieho sedimentačného priestoru nastal len začiatkom tortónu. Morfológický tvar, podobný dnešnej neogénnej nížine, nadobudlo územie až koncom panónu alebo v pleistocéne.

Koncom oligocénu bolo vyzdvihnuté a zdenudované pravdepodobne celé územie východného Slovenska. Je možné, že podobne ako na južnom Slovensku, aj tu boli pozostatky oligocénného mora v podobe brakických a sladkovodných lagún a jazier, do ktorých potom miestami bez prerušenia sedimentácie transgredovalo spodnomiocénne more. Na báze miocénu v dôsledku synorogénnych, väčšinou asi zlomových pohybov sa utvorili depresie v oblasti južne a miestami aj severne od vnútorného bradlového pásma. Zlomky, ktoré ohraničovali tieto depresie, mali väčšinou severozápadný smer. V dôsledku týchto tektonických pohybov nastala aj slabá eruptívna činnosť, ktorej stopy dnes vidíme v podobe ryolitov pri Finticiach. Do depresíí, ktoré predstavoval úzky pás sedimentačného prie-



storu pozdĺž bradlového a subtatranského hrebeňa, vniklo more. Smer transgresie a spojenia s nejakou druhoradou spodnomiocénnou morskou panvou dnes ešte nie je objasnený. Je isté, že hornádsko-toryský zlom sa utvoril už začiatkom miocénu, je však otázka, že pozdĺž tohto zlomu aké bolo morské spojenie so spodnomiocénnymi morskými oblasťami severne od pohoria Bükk v Maďarsku. V severovýchodnej časti Maďarska prítomnosť morských spodnomiocénnych usadenín totiž nie je preukázaná (V a d á s z 1953). Je možné predpokladať spojenie východoslovenského spodnomiocénneho mora aj východným smerom do Zakarpatskej Ukrajiny s morom, z ktorého sa usadila tereblínska, solotínska a chustecká séria (K o r o b k o v 1951). Potom však musíme predpokladať pokračovanie spodnomiocénnej depresie na mieste pod dnešným Popričným a Gutinom, ako aj mimoriadne silnú pohelvétsku denudáciu sedimentov. Rozmiestnenie spodnomiocénneho sedimentačného priestoru na východnom Slovensku by potom ukazovalo podobný obraz ako na západnom a strednom Slovensku, kde sú sedimentačné priestory obmedzené na užšie panvy medzi jadernými pohoriami. Oproti takémuto obmedzenému rozšíreniu spodnomiocénneho mora by hovorili indikácie soli v podobe alkalicko-muriatických prameňov, najmä na východnej strane Prešovsko-tokajského pohoria (A n d r u s o v 1951). Dnes je však už zistené, že pramene sú väčšinou viazané na poruchovú zónu so skokom vyše 1000 m a že napr. pri obci Velaťty, pri tesnej blízkosti slaného prameňa v priamom podloží tortónu v hĺbke 30 m leží karbón (S e n e š 1953). Je možné, že tieto slané vody pochádzali z paleozoického, snáď z permského podložia terciéru.

Vzhľadom na vyzdvihnutie územia a predpokladanú značnú denudáciu sedimentov medzi helvédom a tortónom, prípadne aj medzi burdigalom a helvédom, nie je možné ešte dnes utvoriť jasnejší obraz o pôvodnom rozšírení spodnomiocénnych zálivov ani o jemnejšom stratigrafickom začlenení spodnomiocénnych sedimentov. Dodnes známe spodnomiocénne usadeniny litofaciálne a biofaciálne sú veľmi pestré. Sedimenty hlbšieho pôvodu ako neritické zatiaľ neboli nájdené, ba naopak, prevládajú usadeniny plytkovodné, faciálne dosť rozmanité. Bazálny miocén v okolí Prešova a Fintíc poukazuje na flyšu podobnú diastrofickú sedimentáciu (S e n e š — L e š k o 1954). Helvét, prípadne aj burdigal v samotnej Prešovskej kotline poukazuje na plytkovodnú soľonosnú a neritickú šlírovú sedimentáciu (Š v a g r o v s k ý 1952, A n d r u s o v 1951). Práve tak flyšový a šlírový vývoj helvéty v okolí Hlínneho a Vranova poukazuje na pôvod maximálne v neritických hĺbkach. Vývoj pestrofarebných ílov a pieskov medzi riekami Ondava a Laborec poukazuje najskôr na vývoj v nejakej uzavretej lagúne, zamorenej možno sirovočíkom. Tiež severne od Víhorlatu je známy plytký vývoj helvéty (S e n e š 1955a, L e š k o 1955).

Či vznik spodnomiocénnych depresí východného Slovenska nastal už v aktiváne alebo začiatkom burdigalu, prípadne až v helvéte, nie je ešte dnes bezpečne zistené. Dvojčlennosť burdigalu a helvéty v dôsledku starostýrskeho orogénu, ktorá podľa novších stratigrafických úvah je zjavná na južnom Slovensku, bude iste prítomná aj na tomto území. Objasnenie príslušnosti a členitosti sedimentov k burdigalskej alebo helvétskej fáze sedimentácie bude úlohou ďalšieho podrobného výskumu. Transgresia, prípadne diskordancia a denudácia medzi burdigalom a helvédom môže byť zjavná



v okrajových partiách zálivov, kým v epeirogeneticky silne subsidenčnej Prešovskej kotline nie je vylúčená konkordantná a stála sedimentácia.

Koncom helvétu bolo pravdepodobne celé územie východného Slovenska už opäť súšou. Postupným zoslabnutím subsidencie boli sedimentačné priestory úplne vyplnené a na rozhraní helvétu a tortónu aj značne zdenuďované. Keď predpokladáme jestvovanie len úzkeho sedimentačného burdigal-helvétskeho pruhu, potom nie je opodstatnené ani na jednom mieste očakávať stálu sedimentáciu v hlbkovodnej fácií medzi helvétom a tortónom. Ak však existovala nejaká hlbšia panva v helvete aj na južnejších oblastiach východného Slovenska (napr. Košická kotlina), potom stála sedimentácia medzi dvoma stupňami nie je vylúčená.

Na základe už uvedených geotektonických pozorovaní predpokladáme, že tortón na východnom Slovensku ukazuje osobitný, veľmi zaujímavý vývoj. Synorogénne pohyby mladšej štýrskej fázy prehlbovali staré zlomy najmä severo-južného smeru a utvorili aj nové prepادلín, ohraničené zlomami. Prehlbili sa zlomy hornádskeho smeru a rozšírila sa Košická kotlina. Klesla najväčšia časť strednej oblasti východného Slovenska a tiež pozdĺž zlomov morfológicky už predtým iste výrazné zemiplínske paleozoikum. V súvislosti s tým bol narušený aj podklad dnešnej Potiskej nížiny a utvorila sa prepadlina asi severozápadného smeru, spájajúca depresiu v strednej časti východného Slovenska s tortónskymi depresiami Zakarpatskej Ukrajiny. Prvé mohutné tektonické impulzy synorogénneho rázu sa však po čase zmenili na epeirogenetické pohyby, charakterizované permanentnou subsidenciou. Až tisíc metrová mocnosť, ako aj zlomami ohraničený odlišný faciálny vývoj tortónu poukazujú na syntektonickú sedimentáciu v súvislosti s touto dlhodobou, ale pomalou subsidenciou v tej dobe. Neustále pohyby zlomov počas tortónu sú charakterizované nielen opakovanými výlevmi kyslých efuzív, resp. usadením ich tufov vo viacerých horizontoch, ale aj odlišným faciálnym vývojom morských sedimentov. Nápadné litofaciálne zmeny ukazuje tortón na západnej a východnej strane topľanského zlomu. Východne od poruchy prevládala sedimentácia skôr klastického, na západnej strane skôr pelitického materiálu. Biofaciálny rozdiel je ešte nápadnejší. V kre Košicko-prešovskej kotliny sa odohrávalo rýchlejšie klesanie podkladu a sedimentácia sa diala z vody hlbokaj niekoľko sto metrov. Piesčito-slienité sedimenty v tejto časti panvy sú charakterizované tiež planktónnymi foraminiferami. Sedimenty v postupne klesajúcej kre v strednej časti východného Slovenska, najmä na východ od dnešného Prešovskotokajského pohoria, poukazujú zas na veľmi pomalú subsidenciu. V tejto oblasti sa v zmysle horizontálnom aj vertikálnom striedavo stretávame so sladkovodnými a najmä brakickými plytkovodnými sedimentami. Nevyhnutnosť priameho spojenia tortónskeho vnútorného mora medzi východným Slovenskom a Zakarpatskou Ukrajinou dokazujú spoločné, veľmi špecifické druhy makrofauny s Teresvenskou a najmä Apšinskou sériou (Seneš 1955a). Pri tomto silne diferencovanom klesaní sa však všeobecne v tortóne zjavuje od spodku nahor postupné zoslabenie intenzity subsidencie, celkové a postupné splytčenie a vysladzovanie nielen v plytkých, ale aj v hlbokých krách. Tortónske vrstvy s brakickou faunou nemusia všade označovať nejaký vyšší horizont tortónu, ale často môžu byť vekovým ekvivalentom morského tortónu s planktónnymi foraminiferami. Tieto vrstvy



sme donedávna považovali za spodnotortónske. Koncom tortónu musíme predpokladať úplné vysladenie, ústup a zaschnutie lagún a jazier, ako aj denudáciu reliéfu.

Prehlbenie reliéfu začiatkom sarmatu bolo len mierne, spôsobené následkom oživenia niektorých zlomov severo-južného smeru. Zdá sa, že transgresia brakického spodnosarmatského mora na území východného Slovenska bola zapríčinená skôr intenzívnymi pohybmi dna v južnejších oblastiach, na severnom okraji dnešnej Maďarskej nížiny, než na našom území, kde iniciálne prehlbenie bolo len odrazom týchto vzdialenejších, väčších pohybov. Napriek tomu sa však sarmat vyznačuje niekoľkými fázami silne diferencovaných kyslých a bázickejších eruptív, najmä pozdĺž vihorlatskej, laboreckej a prešovsko-tokajskej poruchovej zóny. Transgresia sarmatského mora zaberala strednú časť východného Slovenska asi medzi laboreckým a olšanským, južnejšie aj medzi hornáadskym zlomom. Na severe sarmatské more siahalo len po čiaru Rankovce—Michalovce, na východe malo možno spojenie s brakickým sarmatom Zakarpatskej Ukrajiny pod Potiskou nížinou. V severnej časti východoslovenskej neogénnej panvy panovala v tom čase už kontinentálna perióda a intenzívna denudácia starších útvarov.

Od predošlých dôb celkom odlišnú tvárnosť ukazuje územie východného Slovenska vo vrchnom sarmate a panóne. Synorogénna a epeirogénna tektonika utvorila nové zlomy a zapríčinila pokles niektorých doteraz stabilných území najmä v oblasti Vihorlatu a Prešovsko-tokajského pohoria. Nastala rýchla a pulzatívna subsidencia nových väčšinou zlomami ohraničených sedimentačných priestorov, na okrajoch ktorých sa súčasne na čas prejavovala veľmi intenzívna vulkanická činnosť s pyroxén-andezitovým produktom. Rozsiahle jazerá sa rozprestierali na celom území dnešnej Potiskej nížiny, v strednej časti Prešovsko-tokajského pohoria a západným smerom až do Turnianskej kotliny. Intenzita subsidencie v jednotlivých oblastiach bola rôzna. V Prešovsko-tokajskom pohorí začínala pravdepodobne už koncom sarmatu. V oblasti Potiskej nížiny, východne od laboreckého zlomu bolo klesanie stabilného flyšového a mezozoického územia najmohutnejšie a miestami trvá ešte aj dnes. Subsidencia strednej oblasti medzi laboreckými zlomami a zlomom na východnom okraji Prešovsko-tokajského pohoria trvala asi len kratšie, kým ďalej na západ, pod Prešovsko-tokajským pohorím severne od ruskovského zlomu môžeme podľa niekoľko sto metrovej hrúbky sedimentov predpokladať tiež silne a dlho klesajúcu oblasť. Panón Turnianskej kotliny je tiež vyše 700 metrov mocný.

Pliocénne sedimenty východného Slovenska ukazujú dvojaký litologický vývoj. Jedno je sladkovodné a uhľonosné súvrstvie, v ktorom prevládajú íly a tufový materiál, druhé je zas štrkové a pieskovcové súvrstvie, známe pod názvom Košická a Pozdišovská štrková formácia (Š v a g r o v s k ý 1950, Ž u r e k 1955). Vzájomný pomer týchto dvoch súvrství zatiaľ nie je celkom jasný. Mám dojem, že rozšírenie štrkovej formácie je obmedzené na vysoké, málo subsidenčné panónske tektonické kry. Je tiež pravdepodobné, že štrkové útvary označujú pobrežný facies panónskych jazier a sú svedkami riečnej — deltovej sedimentácie. Vzájomný pomer týchto dvoch, faciálne odlišných súvrství, presný vek štrkovej formácie a podmienky jej sedimentovania, ktoré bolo iste do značnej miery závislé tiež od mladých zlomových



pohybov, bude možné riešiť len po jemnejšom stratigrafickom začlenení vrchnosarmatských a panónskych sladkovodných a kontinentálnych útvarov.

Z uvedených geotektonických a paleogeografických úvah vyplýva veľká závislosť stratigrafického obsahu jednotlivých oblastí východoslovenskej nížiny od tektonickej mobility územia počas neogénu. Synorogénna a epeirogénna tektonika germanotypného rázu určila vznik a vývoj sedimentačných priestorov a tým aj faciálny charakter sedimentov.

Z hľadiska ďalšieho výskumu a vyhľadávania nerastných surovín bude preto mimoriadne dôležité stanoviť syntézu mladých tektonických pohybov východného Slovenska.

1. IX. 1955

*Uhoľný prieskum,  
Turč. Teplice*

#### LITERATÚRA — ЛІТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Andrusov D., 1951: Charakter a pôvod soľných ložísk východného Slovenska. Sborník ÚÚG, XVIII, Praha.

Bystrická H., 1954: Zpráva o mikropaleontologickom výskume neogénu východného Slovenska. Geolog. sborník V. Bratislava.

Cílek V., 1955: Závěrečná zpráva o štruktúrnem prieskume v oblasti východoslovenského neogénu. Rukopis ČND. Brno.

Čechovič V., 1952: Niekoľko poznámok o neogéne východného Slovenska. Geolog. sborník III. Bratislava.

Kantorová V., Kantor J., 1955: Príspevok k poznaniu markazitového ložiska pri Tepličanoch severne od Košíc. Geolog. sborník VI. Bratislava.

Korobkov J., 1951: Mollusky stredného miocenu marmarošskej vpadiny Zakarpatja. Trudy vsesojuz. Geolog. razved. inst. Nov. ser. 29. Moskva.

Leško B., 1953: Geológia tektonických jednotiek na východnom Slovensku pri Humennom. Geolog. sborník IV. Bratislava.

Leško B., 1955: Geologická stavba územia medzi Vranovom a Strážskym. Geolog. sborník VI. Bratislava.

Seneš J., 1953: Súborná zpráva o základnom geologickom výskume na východnom Slovensku v r. 1953. Rukopis UP. Turč. Teplice.

Seneš J., 1955a: Stratigrafický a biofaciálny výskum niektorých neogénnych sedimentov východného Slovenska na základe makrofauny. Geolog. práce, zošit 40. Bratislava.

Seneš J., 1955b: Nové názory na vek a vývoj Podvihorlatskej uhoľnej panvy. Geolog. práce, Zprávy 6. Bratislava.

Seneš J., 1955c: Geologická stavba územia medzi Hanušovcami a Juskovou Volou na východnom úpätí Prešovsko-tokajského pohoria. Geolog. sborník VI. Bratislava.

Seneš J., 1955d: Výsledky geologického výskumu na území medzi Kokošovcami a Rankovcami na západnom úpätí Prešovsko-tokajského pohoria. Geolog. Práce, Zprávy 4. Bratislava.

Seneš J., 1955e: Výkyvy salinity pri sedimentácii vrchného tortónu východného Slovenska. Geolog. sborník VII. Bratislava.

Seneš J., Leško B., 1951: Súborná zpráva o výsledkoch základného geologického výskumu východného Slovenska v r. 1954. Rukopis UP. Turč. Teplice.

Švagrovský J., 1952: Štrky z okolia Varhaňoviec. Geolog. sborník I. Bratislava.

Švagrovský J., 1952: Geologické pomery a fauna severnej časti Košickej kotliny. Geolog. sborník III. Bratislava.

Švagrovský J., 1955: Geologické pomery juhovýchodnej časti Košickej kotliny. Geolog. práce, Zprávy 4. Bratislava.

Vadász E., 1953: Magyarország földtana. Akadémiai kiadó. Budapest.



О ГЕОТЕКТЕНИЧЕСКОМ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ  
НЕОГЕНА ВОСТОЧНОЙ СЛОВАКИИ

Обширные геологические исследования, производившиеся в последнее время в Восточной Словакии, принесли целый ряд новых стратиграфических, палеогеографических и особенно геотектонических данных.

Было установлено, что в геологическом отношении неогеновую низменность Восточной Словакии нельзя считать одним бассейном на всем протяжении которого могли бы быть одинаковые комплексы и одинаковые фации отложений. Результаты глубокого бурения показывают, что на различных участках бассейна встречаются различные по возрасту, фации и мощности отложения. Это свидетельствует о том, что онование так называемого восточно-словацкого неогенового бассейна, сложенного палеозойско-мезозойскими и палеогеновыми толщами, погружалось в течение неогена по участкам в отдельных тектонических зонах. Ни в миоцене, ни в плиоцене область не была целиком покрыта водами моря или озера; она имела характер внутреннего моря с причудливыми заливами и различными батиметрическими условиями причем береговая линия соответствовала по большей части дислокациям. Очертания внутреннего моря изменялись в результате синорогенических и эпейрогенических движений — главным образом разрывных — которые обусловили тектонику германского типа.

Крупные зоны тектонических нарушений, которые играли особенно важную роль в палеогеографическом развитии неогена Восточной Словакии, проходили с северо-запада на юго-восток и с севера на юг.

Уже в нижнем миоцене начался разлом Прешовской котловины, затем образовалась узкая полоса, где отлагались осадки, по линии Вранов — Модра и Цирохе вдоль нарушений северо-западного направления. Опускание западного и, повидимому, южного участков (Кошицкая котловина, область Прешовско-Токайских гор и южная часть Притиссенской низменности) было, в тороне, интенсивным и длительным; на западе оно было ограничено дислокациями северо-южного направления, на юге — вероятно дислокациями, протянувшимися с северо-запада на юго-восток. В результате активизации разломов (олшанского и топлянского) в течение тортона прогибание еще больше расчленилось. Верхний сармат и особенно паннон характеризуются значительным опусканием, которое произошло главным образом в области Прешовско-Токайских гор к северу от русковской дислокации и в Притиссенской низменности в частности на участке, расположенном к востоку от лаборецкой зоны нарушений. Прогибание в плейстоцене проявляется особенно четко в южных частях Притиссенской низменности. Опускание в голоцене отражается в современной морфологии северной части низменности, в подвигорлатской области.

Первичная стадия образования прогибов вдоль нарушений имела синорогенический характер и совпадала во времени с орогеническими фазами. Значительное накопление осадков за сравнительно короткий промежуток времени показывает, что при возникновении зон осадкообразования в геотектонических процессах, происходивших в этой области, преобладало постоянное опускание эпейрогенического характера, причем географически область была ограничена главным образом нарушениями. Значительные мощности горизонтов сравнительно небольшого стратиграфического объема ясно свидетельствуют о синтектоническом осадконакоплении.

Из всего вышесказанного можно сделать заключение, что палеогеографическое развитие неогена Восточной Словакии, в частности размещение участков трансгрессий и регрессий, зависело не только от седиментационных циклов Паратетиды, но — в первую очередь — от тектонической подвижности области.

Синорогенические и эпейрогенические движения определили область, в которой возникли и развились зоны осадконакопления, а следовательно обусловили фациальный характер отложений.

1. IX. 1955

Разведка угля, отделение основной съемки  
Турчианске Теплице

Перевод со словацкого В. Андрусовой



BEMERKUNGEN ZUR GEOTEKTONISCHEN UND PALÄO GEOGRAPHISCHEN  
NEOGENENTWICKLUNG IN DER OSTSLOWAKEI

Intensive geologische Untersuchungen des Neogen der Ostslowakei, die in den letzten Jahren durchgeführt wurden, haben eine Reihe neuer Erkenntnisse stratigraphischer, paläogeographischer und vornehmlich geotektonischer Natur gezeitigt.

Es wurde festgestellt, dass die neogene Niederung der Ostslowakei als einheitliches Becken im geologischen Sinne angesehen werden kann, wo man einheitliche Komplexe und eine einheitliche Entwicklung der Sedimente erwarten könnte. Tiefenbohrungen haben erkennen lassen, dass die Sedimente des Beckens in den verschiedenen Zonen altersmässig, fazial und in ihrer Mächtigkeit von einander sehr verschieden sind. Daraus ist zu folgern, dass das paläozoisch, mesozoische und paläogene Unterliegende des sogenannten ostslowakischen Neogenbeckens im Verlaufe des Neogen nur abschnittsweise in gesonderten tektonischen Zonen untertauchte. Das Gebiet war also weder im Miozän, noch im Pliozän einheitlich von Meer und See bedeckt, sondern trug den Charakter eines Binnenmeeres mit komplizierten bathymetrischen Verhältnissen und Buchten und ihre Ufer verliefen zum grossen Teil entlang der Dislokationen. Gliederung und Gestalt des Binnenmeeres hat sich von Zeit zu Zeit infolge synorogener und epeirogener Vorgänge geändert, die hauptsächlich in der germanotypen Bruchtektonik zum Ausdruck kamen.

Die Richtung der grossen Störzonen, denen eine grundsätzliche tectogenetische Bedeutung in der paläogeographischen Entwicklung des Neogen der Ostslowakei zukommt ist einmal eine nordwestlich-südöstliche, zum anderen Mal eine nord-südliche.

Der Durchbruch des Kessels von Prešov, sowie die Entstehung eines etwa engen Sedimentationsgebietsstreifens auf der Linie Vranov—Modra nad Cirochou entlang der Störungen in nordwestlicher Richtung fand bereits im unteren Miozän statt. Die Vertiefung des westlichen und vielleicht auch des südlichen Teiles des Gebietes (des Kessels von Košice, des Gebietes des Prešov-Tokajer Gebirges, sowie des Südteiles der Theisstiefebene) war in Tortonien intensiv und anhaltend und im Westen von Brüchen nordsüdlicher und im Süden wahrscheinlich von Brüchen nordwestlicher Richtung begrenzt.

Diese Vertiefung wurde aber während des Tortonien durch die Aktivität von Brüchen (des Olša- und Topľabruches) weiter differenziert. Der Durchbruch im oberen Sarmatien und vornehmlich in Pannonien, der durch eine mächtige Subsidenz gekennzeichnet ist, fand vornehmlich im Gebiet des Prešov-Tokajer Gebirges nördlich vom Bruch von Ruskov und im Gebiet der Theisstiefebene, besonders östlich von der Laborec-Störzone statt. Die pleistozäne Subsidenz wird besonders in den Südgebieten der Theisstiefebene in markanter Weise offenkundig. Die holozäne Senkung wird aus der heutigen Morphologie im nördlichen Teil der Tiefebene im Gebiet von Podviharlat deutlich.

Eine beachtliche Sedimentation in verhältnismässig kurzem Zeitintervall legt Zeugnis dafür ab, dass in der geotektonischen Struktur des Gebietes, also bei der Entstehung der Sedimentationsräume eine permanente Subsidenz von epeirogenetischem Charakter mit einer geographischen vornehmlich störungsbedingten Einschränkung dominiert hat. Grosse Mächtigkeiten stratigraphisch verhältnismässig enger Horizonte verweisen eindeutig auf eine syntektonische Sedimentation.

Aus dem angeführten geht hervor, dass die paläogeographische Entwicklung des Neogen der Ostslowakei, vor allem aber die räumliche Ausdehnung der Transgressionen und Regressionen nicht nur von den Sedimentationsmegazyklen der Paratetis, sondern in erster Linie von der geotektonischen Mobilität des Gebietes abhängig war. Die synorogene und epeirogene Tektonik hat das Entstehungs- und Entwicklungsgebiet der Sedimentationsräume und somit auch den fazialen Charakter der Sedimente bestimmt.

1. IX. 1955

*Kohlenforschung,  
Turčianske Teplice*

Aus dem slowakischen übersetzt von J. Petreas



JAR. PETRBOK

**PLEISTOCENNÍ MĚKKÝŠI ŠÁROVCŮ NAD HRONEM, JEJICH OKOLÍ  
A DOPLŇKY K POZNÁNÍ PLEISTOCENNÍ MALAKOFAUNY JIŽNÍHO  
SLOVENSKA**

*(Ruské a anglické resumé)*

Velkými archeologickými vykopávkami, podnikanými Archeologickým ústavem při Slovenské akademii věd, bylo mi umožněno sledovat až do podrobností vývoj pleistocenní malakofauny v Šárovcích a srovnat jej s dobou následující.

Tak bylo možno poznat stratigrafii a současně s ní ovšem i paleontologii všech kvarterních vrstev do posledního sledu a to od poslední pleistocenní terasy řeky Hron až po dnešní dobu. Tím se stal profil těmito vrstvami, ve svém vývoji ničím nepřerušovanými, přímo klíčem k poznávání geologického stáří všech vrstev kvarteru jižního Slovenska i tam, kde k tak otevřenému profilům nebylo přístupu.

Z ostatních nalezišť zde sledovaných jest nejprve uvést blízké i širší okolí Šárovců, Dudince a širší okolí Levic — Šíklóš, Nixbrod, Horní Káku a Malinovce.

Všem, kdo mi tuto práci umožnili, zejména Dr. Boh. Novotnému, vedoucímu nádherné vykopávky archeologické v Šárovcích, vyslovuji zde svůj upřímný a srdečný dík, neboť bez této pomoci by tato podrobná práce nebyla možná.

**Šárovce nad Hronem — cihelna**

**I. profil:**

šedohnědá vegetační vrstva: —1,5 dm — historikum  
černohnědá vegetační vrstva: 8 dm — protohistorikum  
černozem: —4 dm — neolitikum  
hnědá hlína (jen místy): —1 dm — postglacial s. l.

**Pleistocén:**

světlá spraš: 4 dm, konchylie  
žlutavá spraš: 6 cm, konchylíí málo  
hnědé zahlinění: 4—? dm.

Tento profil je důležitý tím, že pod neolitickou černozemí (subboreální litorinien) a nad posledním obdobím spraše je hnědá hlína, tedy v archeolo-



gickém pojetí mesolitická, kterou jako takovou máme prokázánu z campignieniu v Chabech<sup>1</sup> u Prahy, kde tvoří ale mnohem zřetelnější a souvislou vrstvu. Zde se mi nepodařilo najít v ní malakofaunu, jako tomu bylo v lomu u bývalé „Prokopské jeskyně“<sup>1</sup> v Hlubočepích a Hostíma<sup>1</sup> nad Kačákem. Hnědou hlínu od Štúrova<sup>2</sup> nemůžeme zatím s touto srovnávat, neboť není na sprašovém podkladě a její malakofaunu rovněž neznáme. Pleistocenní malakofauna je totožná s faunou stejných vrstev hlavního profilu.

## II. profil:

Tento skutečný profil je profilem hlavním, neboť zachycuje všechny vrstvy zdejšího kvarteru počínaje pleistocenní terasou Hronu. Přesné stáří této terasy určit ještě nemůžeme a to proto, že Hron sám teče zde několik kilometrů širokou nížinou, kde se nemohly zachovat starší snad terasy, nežli je ta, kterou zde uvádíme. Bylo by proto třeba jít odtud asi na osm kilometrů vzdálené kopce, kde by mohly být aspoň stopy po starších pleistocenních terasách. Jinak by k poznání této zde hledané skutečnosti snad pomohl hlubším vrtáním získaný profil. Tuto terasu považuji s výhradou pozdějších možných oprav za poslední terasu pleistocenní.

## Skutečný profil:

- šedavá hlína vegetační: 1—2 dm — historikum
- 6. černozem: 0,25—0,75 m: konchylie — neolitikum
- 5. hnědá hlína vegetační: 1—2 dm — mesolitikum
- 4. spraš: 1—2 m: konchylie — pleistocén (místy s vložkou hnědavého zahlinění: —1 dm)
- 3. spraš zahliněná hnědě: —1 m konchylie — pleistocén
- 2. šedá hlína (moravské „gleje“): 1 m — konchylie vodních druhů poterasový mokřad
- 1. píský a štěrky (valounky): ? m — terasa

1. V terase pro hrubost materiálu nemohly být nalezeny konchylie. Na kosterní zbytky jsme nepřišli.

2. V šedé hlíně „gleje“ velmi četné konchylie vodních druhů: 1. *Galba truncatula* O. F. Müller 1774. 2. *Tropidiscus marginatus* Draparnaud 1805 — *umbilicatus* Müller 1774? — *planorbis* Linné. 3. *Paraspira leucostoma* Millet 1813, s nimi pak přicházejí tyto suchozemské druhy. 4. *Limax* sp. 5. *Striatella striata* Müller. 6. „*Helix*“ s. l. sp. juv. et frgm. 7. *Trichia* sp. 8. *Chondrula tridens* Müller f. *elongata* Westerland. 9. *Chondrula tridens* Müller typ. 10. *Vallonia costata* Müller. 11. *Pupilla muscorum* Müller. 12. *Pupilla* sp. 13. *Vertigo pygmaea* Draparnaud. 14. *Vertigo genesii* Gredler. 15. *Lucena oblonga* Draparnaud.

K těmto konchylím druží se ještě *Lithospermum* sp. cf. *arvense* Linné, jehož plody byly zde na Slovensku po prvé nalezeny a to ve starší vrstvě než spraš v Kobylisích<sup>3</sup> u Prahy. Bylo by velmi dobře tuto vrstvu lépe sledovat kde je lépe odkryta, neboť zde nasbíraná malakofauna je jistě pouhým zlomkem celého společenstva, které v ní musí být.



**P o z n á m k a.** Tuto vrstvu nutno pozorněji sledovat, neboť po prvé setkali jsme se s ní na povrchu první pleistocenní terasy řeky Vltavy v Únětících,<sup>4</sup> po druhé v Dolních Věstonicích,<sup>5</sup> kde leží na pramenisku místního vývěru. Vždy jsou v ní ulity vodních druhů. Není terasovým sedimentem, ale následuje po terasové kumulaci štěrku a písku, tedy po uložení vlastního terasového materiálu hornin. Je ovšem samozřejmé, že by v této terasové vrstvě mohly být i konchylie, a pak mluvíme o terasové fauně, kterou jsme zde dosud ale nenašli. Právě tímto nálezem v Šárovcích uvědomujeme si, že tato vrstva není pouze projevem jednoho naleziště, ale že je vrstvou všeobecnou, t. j. tou, která vznikla za určitých podmínek a v určitém čase na různých místech, kde byly tytéž podmínky buď v témže, anebo v obdobném čase.

Současně bude nutno historicky i paleontologicky zjistit poměr této vrstvy a malakofauny k těmže v cihelně při nádraží ve Štúrově.

3. **Spraš zahliněná hnědě.** Ulit v této vrstvě je mnohém méně a to jak na druhy, tak i na počet, než jich bylo ve vrstvě podložní (šedé hlíně) i v nadložní. Také malakofauna neprojevuje se nikterak význačně a dosud nemůžeme říci, jestli tato vrstva ekvivalentní s pleistocenní černozemí této polohy. Rozhodně potřebovali bychom znát profily dunajským pravým břehem, počínaje Novým Sadem a v úvahu bude nutno vzít i profil z cihelny „Trud“ u Russe<sup>6</sup> v Bulharsku, kde jsou v pleistocenní černozemi ulity a glyptolity, jistě aurignacského stáří. (Přitom jsme si vědomi, že i tuto kulturu nutno brát v časovém průmětu jako jednotku kolektivních variant.

Náš profil v Šárovcích je proto jenom snešením části materiálu a je nutný pro pozdější všeobecný závěr, ač je nutno znovu upozornit, že všeobecně platný profil pro pleistocén není vůbec možný, právě tak jako pro celý náš geoid v dnech současných. Vždy nutno přihlížet k místním poměrům daným zeměpisnou šířkou, což ovšem platí pro celý vývoj povrchu země za jeho trvání. Ve studiích o kvarteru a zejména pleistocénu se na to obvykle zapomíná.

Z dosud nalezených ulit daly se určit tyto druhy: 1. *Chondrula tridens* Müller. 2. *Vallonia tenuilabris* A. Braun. 3. *Pupilla muscorum* Müller. 4. *Lucena oblonga* Draparnaud. 5. *Paraspira leucostoma* Millet, která zde živořila asi ve zbylých loužích. Vyskytuje se dokonce i ve vrstvě následující, ovšemže v těchto obou vrstvách pouze ojediněle.

4. **Svrchní spraš.** Největšího rozvoje dosáhla zde malakofauna teprve ve vrstvě svrchní spraši: 1. *Trichia* sp. 2. *Striatella striata* Müller. 3. *Chondrula tridens* Müller. 4. *Chondrula tridens* f. *elongata* Westerland. 5. *Vallonia costata* Müller. 6. *Vallonia tenuilabris* A. Braun. 7. *Cochlicopa lubrica* Müller. 8. *Sphyradium columella* Benz. 9. *Pupilla muscorum* Müller. 10. *Pupilla muscorum densegyrata* Ložek. 11. *Pupilla loessica* Ložek. 12. *Pupilla slovenica* sp. n. 13. *Pupilla bigranata* Rossmassler. 14. *Pupilla* sp. ?? *bigranata* Rossmassler. 15. *Vertigo pygmaea* Draparnaud. 16. *Vertigo genesii* Gredler. 17. *Vertigo parcedentata* Sandberger. 18. *Lucena oblonga* Draparnaud. 19. *Galba truncatula* Müller. 20. *Paraspira leucostoma* Millet.

V tomto společenstvu je nápadný počet *Pupillinae*, nehledě k blízké jim *Sphyradium columella* Benz.

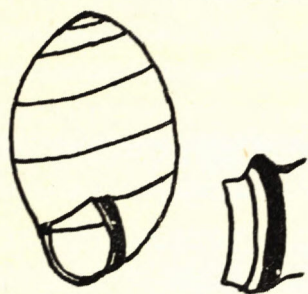
Kdyby bylo možno racionelněji získávat ulity propíráním ještě většího množství spraše, jistě by se počet druhů zvětšil. Sám jsem propral asi 3 m<sup>3</sup>.



*Pupilla slovenica* sp. n. získána dosud v jedné ulitě; tvar soudkovitý, t. j. největší šíře uprostřed, k oběma koncům — k vrcholu i spodině s o u m ě r n ě zúžená. Závitků pět, nápadně plochých, těsně na sebe nasedajících, takže každý sled švu je nezřetelný. Vrchol tupý; embryonální závitků z obrysové čáry nevyniká. Přirůstací rýhy nasedají na sebe těsně, proto „rýhování“ jemné. Ústí šikmé, málo protažené okrouhlé, obústí ohrnuté, slabě pyskaté, na týlu silným návalkem vyložené. Lamella parietální, zřetelná a dlouhá. Výška 2,5 mm, největší šířka 1,8 mm.

Šárovce, svrchní spraš (tedy v širším smyslu würm).

Testa ovuliformi latitudine maxime in medio sita, apicem basimque versus regulariter angustata. Anfractis 5, distincte aplanatis, valde approximatis. Plica igitur haud indicata. Apice obtuso, anfracto embryonale nullomodo producto. Striis adscendentibus valde approximatis. Structura striarum igitur leviter indicata, Aperturarum productocycliformi marginibus reflexo, parum labiata in vertice vallo forte circum ducto. Lamella parietali distincte longaue. Alt. 2,5 mm, diam. 1,8 mm.



Obr. 1. *Pupilla slovenica*  
sp. n.

5. Černohnědá vrstva vegetační. Její vrcholný vývoj spadá do kultury hallštatské. Malakofauna, která v této vrstvě byla nalezena, dostala se do ní buď náhodným zavlečením a tou jsou všechny druhy měkkýšů vodních, neboť vlastní osada hallštatská byla nahoře na (holocenním) břehu nárazovým, pod kterým byly již bařiny, případně i tůň zanechané vodami tehdy tak rozvodněného Hronu.

Tato malakofauna je však současná s touto kulturou, jejíž trvání známe tedy i číselně velmi přesně.

Z jednotlivých druhů je tu nejnápadnější *Corretus corneus* Linné, čili okružák ploský, jehož jsem tu v dnešních vodách nenašel a mám proto za to, že zde již nežije. *Unio crassus* Retzius vyskytuje se v těchto kulturních jamách — jako typicky všude jinde i v ostatních kulturách pouze ve zdrobnělém tvaru, který je nutno označit jako *f. minor*. m i h i, neboť jsou to lastury dorostlé, ale drobné.

Ostatní malakofauna tohoto období shoduje se úplně se svým prostředím: 1. *Euomphalia strigella* Draparnaud. 2. *Tachea austriaca* Mühlfeldt. 3. *Helicogena pomatia* Linné. 4. *Helicella obvia* Hartmann. 5. *Cochlicopa lubrica* Müller. 6. *Lucena oblonga* Draparnaud. 7. *Corretus corneus* Linné. 8. *Unio crassus* Retzius (*f. minor* m i h i).

Všechny tyto zde uvedené druhy vyskytují se tu ale v nečetných, ano i jenom ojedinělých ulitách, ač vykopávky odkryly několik desítek metrů těchto hallštatských vrstev i jejich velmi hlubokých kulturních jam.

Zdejší krajina byla za příchodu této kultury travnatou stepí snad s ojedinělými stromy (topol, vrba a p.) stepí to výsušnou, kde se měkkýšům valně pro nedostatek vláhy špatně dařilo. Proto nacházíme tak vzácně ulity v profilech nikdy zásahem meliorace nestižených.

Dokladem toho jsou i hluboké hlinité profily břehy řeky Hronu a to právě u Šárovců. Tak jeden z nich na cestě k přivozu proti kostelu:



Tabulka 1  
Stratigraficko-chronologický přehled vývoje malakofauny Šárovců od pleistocénu  
po dobu dnešní

|     | Druh                                                  | Pleistocén |       |         |        | Holocén |            |        | Recent |
|-----|-------------------------------------------------------|------------|-------|---------|--------|---------|------------|--------|--------|
|     |                                                       | šedá       | hnědá | spraš   |        | hnědá   | černohnědá | šedavá |        |
|     |                                                       |            |       | žlutavá | světlá |         |            |        |        |
| 1.  | <i>Limax</i> sp.                                      | ●          |       | ●       | ●      |         |            |        |        |
| 2.  | <i>Trichia</i> sp.                                    | ●          |       | ●       | ●      |         |            |        |        |
| 3.  | <i>Striatella striata</i> Müller                      | ●          |       |         | ●      |         |            |        |        |
| 4.  | <i>Euomphalia strigella</i> Draparnaud                |            |       |         |        |         | ●          |        |        |
| 5.  | <i>Tachea austriaca</i> Mühlfeldt                     |            |       |         |        |         | ●          |        | ●      |
| 6.  | <i>Helicogena pomatia</i> Linné                       |            |       |         |        |         | ●          |        |        |
| 7.  | <i>Helicella obvia</i> Hartmann                       |            |       |         |        |         | ●          |        |        |
| 8.  | <i>Chondrula tridens</i> Müller                       | ●          | ●     |         | ●      |         |            |        |        |
| 9.  | <i>Chondrula tridens</i> f. <i>elongata</i> Westerl.  | ●          |       |         | ●      |         |            |        |        |
| 10. | <i>Vallonia costata</i> Müller                        | ●          |       |         | ●      |         |            |        |        |
| 11. | <i>Vallonia tenuilabris</i> A. Braun                  |            | ●     | ●       | ●      |         |            |        |        |
| 12. | <i>Cochlicopa lubrica</i> Müller                      |            |       |         | ●      |         |            |        |        |
| 13. | <i>Sphyradium columella</i> Benz                      |            |       |         | ●      |         |            |        |        |
| 14. | <i>Pupilla muscorum</i> Müller                        |            | ●     | ●       | ●      |         |            |        |        |
| 15. | <i>Pupilla muscorum</i> var. <i>densegyrata</i> Ložek |            |       |         | ●      |         |            |        |        |
| 16. | <i>Pupilla loessica</i> Ložek                         |            |       |         | ●      |         |            |        |        |
| 17. | <i>Pupilla bigranata</i> Rossmäessler                 |            |       |         | ●      |         |            |        |        |
| 18. | <i>Pupilla</i> sp. ?? <i>bigranata</i> Rossmäessler   |            |       |         | ●      |         |            |        |        |
| 19. | <i>Pupilla slovenica</i> sp. n.                       |            |       |         | ●      |         |            |        |        |
| 20. | <i>Vertigo pygmaea</i> Draparnaud                     | ●          |       |         | ●      |         |            |        |        |
| 21. | <i>Vertigo</i> Genessi Gredler                        | ●          |       |         | ●      |         |            |        |        |
| 22. | <i>Vertigo parcedentata</i> Sandberger                | ●          |       |         | ●      |         |            |        |        |
| 23. | <i>Lucena oblonga</i> Draparnaud                      | ●          | ●     | ●       | ●      |         |            |        |        |
| 24. | <i>Galba truncatula</i> Müller                        | ●          |       |         | ●      |         |            |        |        |
| 25. | <i>Tropidiscus marginatus</i> Draparnaud              | ●          |       |         |        |         |            |        |        |
| 26. | <i>Paraspira leucostoma</i> Millet                    | ●          |       |         | ●      |         |            |        |        |
| 27. | <i>Coretus corneus</i> Linné                          |            |       |         |        |         | ●          |        |        |
| 28. | <i>Unio crassus</i> Retzius                           |            |       |         |        |         | ●          |        |        |
| 29. | <i>Lithospermum</i> sp. cf. <i>arvense</i> Linné      | ●          |       |         |        |         |            |        |        |



postglaciální náplavové hlíny: — 2 m

pleistocenní terasa Hronu,

kde jak hlíny tak i terasa jsou dnešní erosi obnaženy.

Ulity: 1. *Helicogena pomatia* Linné, 2. *Cochlicopa lubrica* Müller, oba druhy po jedné ulitě.

V černohnědé vegetační vrstvě hallštattské byla nalezena jedna ulita *Helicella obvia* Hartmann. Je to také dosud jediná ulita tohoto druhu ze Šárovců. V *Levicích* tento druh žije velmi hojně, avšak sem do Šárovců dosud se nedostal. *Tachea austriaca* Mühlfeldt je mnohem hojnější ve vrstvách hallštattských, než dnes v *Šárovcích* žijící, kdy byly nalezeny dosud pouze dvě ulity a to jako *Tachea austriaca* Mühlf. *typica*, třebaže ovšem poněkud zdobnělá, jak ji místní přírodní poměry utvářejí, potom jako *Tachea austriaca* var. *pallescens* Ferrusac f. *minor* Westerlund subf. *trochoidea* Clessin.

I jinak je zdejší malakofauna nesmírně chudá a to i v samotném lužném lese. Je dokonce mnohem chudší na počet druhů i jedinců než táž fauna za kultury hallštattské a ani zdaleka se nedá přirovnat optimu poslední éry sprašové, tedy pleistocenní. Při tom nemůžeme hledat příčinu toho snad v melioraci pozemku, neboť i v povrchu nikdy nerušeném zásahem lidské práce v netknutých profilech je nad očekávání málo ulit, ač místy jsou postglaciální půdy i několik metrů hluboké.

Na některých místech, zejména ve velmi citlivém povodňovém terénu kolem tekoucího Hronu je vývoj vrstev velmi pestrý.

#### I. profil:

hlína vegetační: — 1 m — recent

hlína vegetační tmavá: — 1 dm, nebo schází — historikum

hlína vegetační žlutavá, světlá: 2—3 dm — historikum

hlína vegetační tmavá: 3—4 dm — ? protohistorikum

hlína šedá (? cf. vývojová vrstva podloží černozemi): — 2 dm — prehistorikum

černozem: — 5 dm — neolitikum

terasa Hronu — ? pleistocén ? holocén.

Je možno, že tato terasa je pleistocenní, aspoň ve svém podkladu, ale může být, že její štěrky jsou přemísťovány a to před neolitikem, tedy před subboreálním litoriniem. K přesnému datování třeba nových profilů.

#### II. profil:

hlína světlá vegetační: 1,5 m — recent

hlína tmavá vegetační: 1,5 m — historikum

hlína světlá vegetační: 1,5 m — ? historikum

hlína tmavá vegetační: 1,5 m — protohistorikum

hlína světlá vegetační: 1,5 m — protohistorikum

hlína tmavá vegetační: 1,5 m — protohistorikum

hlína světlá vegetační: 1,5 m — 1. metalikum

hlína tmavá vegetační: 1,5 m — cf. neolitikum

terasa Hronu: } štěrk drobný — ? pleistocén, ? holocén.  
                  } štěrk hrubý



V tomto profilu je nápadné střídání postneolitických vegetačních hlin ve vrstvách světlých a tmavých, které mohly vznikat jediňe za stejného kolísání klimatických poměrů. Profil je přímo grafickým dokladem. Ke škodě nenašli jsme zde dokladů materiální kultury, abychom je mohli přesněji datovat než jak je zde předvedeno.

Tyto všechny hlíny (počínaje již tmavou vegetační neolitickou, která ovšem mohla zde přesahovat do nejbližšího postneolitika) jsou hlinami vegetačními, nikoli naplavovanými. Jejich vývoj bylo by sledovat do všech podrobností zde v terénu co nejširším, neboť mají svůj význam pro polní hospodářství. Pokud však vím nikde dosud nebyl sledován, ač polní hospodářství ve své praxi není neodvislé od kvality půdy svých pozemků. Na výšinách, kde vývoj půdy a jejích vrstev není tak volný, nedá se jasňe sledovat.

Je ovšem pravda, že v pravěku i protohistoriku lidská sídliště byla vždy zakládána na břehu nárazovém — zde dokladem toho je hallštadtské sídliště v cihelně v Šárovcích, ale proto nemůžeme se vzdát snahy, abychom i v těchto vrstvách nehledali doklady hmotné kultury sem příhodně za té které kultury zanešené. Ostatně stáří jednotlivých vrstev (mladších kultur) můžeme sledovat i negativně dle kulturních jam jimi proniklých.

Faunu jsem ani v prvním ani v druhém profilu nenašel a pylovou analýsu zde nikdo nesledoval.

V protějším levém břehu asi kilometr pod spodním přívozem:

#### I. profil:

šterková záplava druhotně přemístěné terasy: — 0,75 m

tmavohnědá hlína: — 1,5 m, ulity

spodní šedá hlína: 0,25—0,5 m

pleistocenní terasa Hronu

malakofauna: *Chondrula tridens* Müller — tři ulity

#### II. profil:

šterková záplava druhotně přemístěné terasy: 0,25—0,75 m

|                            |   |                                                      |
|----------------------------|---|------------------------------------------------------|
| 4 m                        | { | světlá hlína                                         |
|                            |   | hnědá hlína                                          |
|                            |   | tmavá hlína — fosilní horizont                       |
|                            |   | hnědá hlína                                          |
|                            |   | šedá hlína nebo písek, tedy naplavený a potom i vátý |
| pleistocenní terasa Hronu. |   |                                                      |

P o z n á m k a. Vátý písek může tvořit i tak zvané „horizontální přesypy“ aniž by se při této aeolické akci vytvořily kuželovité přesypy.

Řeka Hron protéká zde mnoho kilometrů širokým údolím a proto mohla od pleistocénu překládat své řečiště docela volně. Za posledního glacialu, kdy její vodnatost jistě mnoho poklesla, celé toto široké údolí bylo zaváto spraší tak, jak nám to předvedl profil v cihelně v Šárovcích. Po tomto posledním glacialu měla však tato řeka (ostatně jako všechny u nás v tomto období) mnohém více vody a tak při náhodných přívalech mohla docela volně překládat své řečiště. Dokladem toho jsou pak zbylé výšinky v základě různých kuželovitých tvarů, které jsou v podstatě ve spraši vymo-



delovanými ostrůvky, na kterých na levém břehu proti Šárovčům hledala útulek skupina lidí za doby stěhování národů. Tyto nálezy, doložené hroby s význačnými milodary a profily dokládají, kdy se takový svědecký ostrůvek vytvořil.

#### Profil:

vegetační vrstva světlé hlíny: 1—2 dm — historikum  
černozem holocenní: 2—4 dm, tedy subboreální litorinien  
pleistocén: spraš: ? m (fauna dosud nenalezena).

Hroby samy někdy narušují povrch spraše a vnikají do ní, což je ovšem patrné na první pohled odlišností barev obou vrstev. V jednom z hrobů byla nalezena lastura *Unio crassus* R. f. *minor*. Tedy opět týž tvar, který nacházíme v tolika kulturních vrstvách pravěku.

#### Svodov — hliník u kostela

##### Profil:

svrchní vegetační hlína buď odváta, nebo meliorací smíšená s následující vrstvou podloží  
černozem holocenní: 1—1,5 m střepy pravěkých nádob  
? pleistocén ?: světlá, kompaktní hlína: 0,25—0,5 m  
pleistocén !!: písčité tmavá sprašovitá hlína: 1 m, ulity rozdrceny, konkrce  
pleistocén !!: světlá hlína sprašová: — 1 m ulity  
pleistocén !!: terasa Hronu.

Sprašová hlína světlá má tyto konchylie: 1. *Trichia* sp. frgm. 2. *Pupilla muscorum* Müller. 3. *Lucena oblonga* Draparnaud. 4. *Galba truncatula* Müller.

#### Dudince u Levic

Zde jsou skupiny fosilních travertínů s jedním dosud činným vývěrem. Jeden z prvních byl částečně otevřen a v něm jsou kosterní zbytky *Atelodus antiquitatis* Blumenbach. S nimi podařilo se mi najít tyto druhy pleistocenní malakofauny: 1. *Tachea austriaca* Mühlfeldt, fragmentární, ale jistě zdobnělá forma. 2. *Amphibina Pfeifferi* Rossmassler. 3. *Amphibina* sp. juv. 4. *Lucena oblonga* Draparnaud.

Sběr mohl být vykonán pouze letmo. Travertiny jsou buď sypké, nebo polosypké, s boku úmyslně otevřené a jsou ve vyšší poloze než dnešní vývěr, což ovšem je docela přirozené. Bylo by třeba tuto pleistocenní kupu řádně otevřít a odborně vybrat všechny paleontologické pozůstatky a to jak malakofauny, tak i kosterní a dát při tom pozor i na otisky listů. Celkem je to naleziště vzácné, neboť zde přichází vedle malakofauny z určitého horizontu i význačná fauna obratlovců a jejich současnost je málo kde tak zachována, jak tomu bývá právě v travertínech, které vzdorují všemu pozdějšímu přemísťování. Dále by bylo třeba podat přesný historický vývoj těchto travertínových pramenů.



## Horní Káka u Levic — cihelna

### Profil:

postglaciální hlíny hluboko orbou destratigrafované

pleistocén: tmavá pleistocenní hlína: 2 m, konchylie

světlá spraš: 1,5–2 m

písek: 2,5 m, ve svrchní poloze vátý, na spodu snad v původním terasovém uložení, místy hlinité vločky. Dle sdělení technické správy jde do hloubky (zjištěné vrtem) 8 m, pod ním 26 m terasového štěrku,

pleistocenní malakofauna: 1. *Pupilla muscorum* Müller. 2. *Sphyradium* sp. 3. *Lucena oblonga* Draparnaud. 4. *Lucena oblonga* var. *elongata* A. Braun non Clessin. 5. *Lucena oblonga* f.

Poznámka. Přes velkou rozlohu cihelny bylo nalezeno poměrně málo pleistocenních ulit a žádné ve světlé spraši. Z vrstev terasových dosud nejsou známy ani ulity, ani kosterní zbytky.

## Malinovce (Maďarovce)

V tomto známém lomu na pleistocenní pevný travertin je ve spraši pěkná malakofauna a ta je kryta holocenní černozemí s význačnou neolitickou kulturou a to jejím stupněm nazvaným keramika maďarovská.

### Profil:

vegetační vrstva tmavá: ca 2–3 dm — historikum

černozem: až 4 m, konchylie, kultura maďarovská — neolitikum

pleistocén: spraš, 2–3 m, konchylie — poslední glacial

ssut se spraši: — 2 m. Fauna spraše: 1. *Striatella striata* Müller.

2. *Vallonia tenuilabris* A. Braun. 3. *Pupilla muscorum* Müller.

4. *Lucena oblonga* Draparnaud.

Poznámka. 1. V jednom případě i zde pod vlastní černozemí je rezavá hlína (její genetická vývojová vrstva), která je místy ke všemu zbarvena tmavě. 2. V travertínech jsem marně pátral po dokladech zoo- i fytopaleontologických a zdejší lamač „nic podobného dosud zde nespatril“. Ale mám za to, že při častějším průzkumu tyto nálezy nejsou vyloučeny.

## Nixbrod u Levic — cihelna

### Profil:

vegetační hlína světlá: 1 dm — historikum

pleistocén: spraš světlá — konchylie — poslední glacial

rezavá hlína: 1–1,5 dm

černá hlína: 1–1,5 dm } oteplení

rezavá hlína: 1 dm

spraš písčitá: 2,5 m, konchylie — glacial

písek vátý: 3 dm — terasový materiál přemísťovaný aeolicky

terasový štěrka a písek: až do 15 m — interglacial.

V tomto profilu je nejzajímavější vývoj pleistocenní černozemí (interglaciální), který zde probíhal ve třech stupních a to tak, že vyvrcholení černou hlínou má podložní vrstvu rezavé hlíny na počátku tohoto oteplování a vyznívání tohoto oteplení zase vrstvou rezavé hlíny svrchní. Toto zvrstvení má klasickou obdobu v bývalé cihelně Letky u Prahy, kde došlo tak jako



zde k vrstevnímu vývoji pleistocenní černozemi a dokonce i k opakovanému vzniku této vrstvy interglaciální, kdy profil v Nixdorfu je místy tento:

Poslední glacial: spraš světlá — konchylie

|              |   |           |                                                 |                |
|--------------|---|-----------|-------------------------------------------------|----------------|
| interglacial | { | svrchní   | { rezavá hlína<br>černá hlína<br>rezavá hlína } | — bez konchylí |
|              |   | ochlazení | — spraš — konchylie                             |                |
|              |   | spodní    | { rezavá hlína<br>černá hlína<br>rezavá hlína } | — bez konchylí |

předposlední glacial: spraš — konchylie.

Tedy stejně jako v Letkách<sup>1</sup> je interglaciální zahlinění rozdějeno a při tom vlastní vrcholná vrstva černozemní má v obou případech spodní i svrchní vývojovou vrstvu rezavých hlin, které i zde jsou akonchylické. Jisté analogon poskytla by k tomuto stratigrafickému dění i Borová Hora<sup>2</sup> u Zvolena nad Hronem, kdy interglaciální travertíny jsou proloženy vrstvou spraše se sprašovou faunou, kdy tedy výrony temperovaných travertinových pramenů byly utlumeny glaciálním (přechodným) ochlazením.

Malakofauna pleistocenní: *spraš spodní*: 1. *Helix* s. l. sp. juv. 2. *Striatella striata* Müller. 3. *Vallonia costata* Müller. 4. *Pupilla muscorum* Müller. 5. *Lucena oblonga* Draparnaud. 5. *Lucena oblonga* var. *elongata* A. Braun non Clessin. Sprašová vložka ve vývoji černozemi: 1. *Pupilla muscorum* Müller. 2. *Lucena oblonga* Draparnaud. Spraš svrchní: 1. *Striatella striata* Müller. 2. *Vallonia costata* Müller. 3. *Pupilla muscorum* Müller. 4. *Pupilla* sp. 5. *Lucena oblonga* Draparnaud.

Bylo by třeba prosbírat recentní malakofaunu všech zdejších keřnatých strání, kde jsem dosud našel tyto druhy: 1. *Tachea austriaca* Mühlfeldt, tvar drobnější. 2. *Tachea austriaca* var. *pallescens* Fér. f. *minor* West. subf. *conoidea* Cless, tedy tvar jako i v pleistocénu — nový. 3. *Helicella obvia* Hartmann *fasciata*. 4. *Helicogena pomatia* Linné. Tento druh se dostal sem až po pleistocénu, ač je v karpatském oblouku této periody již zjištěn.

V Levicích u nádraží však *ab. alba* Westerlund a pouze nepatrné procento jedinců má pásy označené tečkovaně.

### Sikloš stredný u Levic

Toto sdělení je pouhým malým příspěvkem k poznání kvarteru tohoto nesmírně zajímavého kopce, kde bylo aragonitovými lomy již tolik jeskyní zničeno. Přesný jeho výzkum přinesl by mnoho dokladů pro stratigrafii i faunu slovenského kvarteru zejména proto, že většina jeho vrstev leží v původních polohách.

#### Profil:

vegetační vrstva: 1—2 dm — historikum

tmavá hlína holocenní: 2—4 dm (ekvivalent černozemi) — neolitikum



ssuť: — m — postglacial s. l.  
spraš: 2 m malakofauna — pleistocén  
ssuť: — 2 m — oteplená fáze v pleistocénu  
aragonit s jeskyněmi.

Malakofauna: 1. *Striatella striata* Müller. 2. *Tachea austriaca* Mühlfeldt var. *pallescens* Férussac f. *minor* Westerlund subf. *conoidea* Westerlund. 3. *Eulota fruticum* Müller. 4. *Vallonia costata* Müller. 5. *Clausilia* sp<sub>1</sub>. 6. *Clausilia* sp<sub>2</sub>. 7. *Pupilla muscorum* Müller. 8. *Pupilla* sp<sub>1</sub>. 9. *Pupilla* sp<sub>2</sub>. 10. *Lucena oblonga* Draparnaud (+ var. *elongata* A. Braun).

Z tohoto společenstva je nejvýznačnější forma *Tachea austriaca*, která je pro slovenský pleistocén nová. Recentní uvádím v tomto sdělení od Šárovců. Celkem toto společenstvo právě s touto *Tacheou* a oběma *Clausiliemi* dělá dojem poměrně teplomilný, což podporuje i přítomnost *Euloty*.

10. V. 1955

Národní museum, Praha

#### LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Petrbok J.: Stratigrafická chronologie českého mesolitu. Věstník královské české Společnosti nauk, Praha 1942.

Petrbok J.: Příspěvek k poznání holocenních a pleistocenních měkkýšů Slovenska. Čas. pro mineralogii a geologii, Praha 1923.

Petrbok J.: Stratigrafie a měkkýši pleistocenní terasy Dunaje u Parkáně. Rozpravy II. třídy ČAV, Praha 1924. La stratigraphie et les Mollusques de la terrasse pleistocène du Danube près de Parkaň. Bull. int. de l'Académie des sciences de Bohême. Prague 1924.

Petrbok J.: Měkkýši první pleistocenní terasy řeky Vltavy u Únětic. Čas. Nár. musea v Praze, 1924.

Petrbok — Šnajdr: Nález plodů kamejky ve vrstvách würmských v Libni u Prahy. Příroda, Brno, 1944, 26.

Petrbok J.: Měkkýši moravského pleistocénu. Anthropozoikum, Praha 1952 (první závěr).

Petrbok J.: Příspěvek k poznání postterciálních měkkýšů Bulharska. Sborník Nár. musea v Praze, 1948. A contribution to the knowledge of the post-terciary Molluscs of Bulgaria, 10.

Petrbok J.: Měkkýši českého pleistocénu. Sborník SGÚ, Praha 1927, 158.

Petrbok J.: Měkkýši slovenských travertínů. Ibid. 1924, 156.

ЯР. ПЕТРБОК

#### ПЛЕИСТОЦЕННЫЕ МОЛЛЮСКИ СЕЛ. ШАРОВЦЕ НАД ГРОНОМ, ИХ ОКРЕСТНОСТЬ И ДОПОЛНЕНИЕ К ПОЗНАНИЮ ПЛЕИСТОЦЕННОЙ МАЛАКОФАУНЫ ЮЖНОЙ СЛОВАКИИ

Государственный археологический институт Словацкой Академии наук предоставил мне возможность собрать и в стратиграфическо-хронологический профиль привести плеистоценную малакофауну сел. Шаровце и так сопоставить к основному ключевому профилю действительному для всей южной Словакии, имея возможность исследовать слои непотерпевшие солифуксом. Этим была абсолютно подтверждена их стратиграфическая ценность.

Затем я познакомился с несколькими восточными профилями в районе Шаровце, Левице и Дудинце. Палеонтологическое дополнение словацкой пле-



истоценной малакофауны служит дополнением нового вида: *Pupilla slovenica* и *Pupilla muscorum densegyrata* Ložek и *Vertigo parcedentata* Sandberger.

В Дудинцах были исследованы плеистоценный травертин и малакофауна совместно с *Atelodus antiquitatis*. Профиль, в Шаровцах важный не только для разброса, но и для оценивания слоев плеистоценных со слоями в Штурове и его окрестностях, где находится неизсякаемое богатство остатков этой плеистоценной малакофауны, которая не была еще систематически исследована.

10. V. 1955

Национальный музей,  
Прага

JAR. PETRBOK

#### THE PLEISTOCENE MOLLUSCS OF ŠÁROVCE AT HRON-RIVER, HER VICINITY AND THE SUPPLEMENTS TO KNOWLEDGE OF THE MALAKOFAUNA OF SOUTH SLOVAKIA

The State Archeological Institute of the Slovak Academy of Science enabled me to collect and to bring into a stratigraphic-chronological section the Pleistocene malacofauna of Šárovce, so arranged, as to become the key section applying to the whole of South Slovakia, as I was able to trace beds unaffected by solifluction. Their stratigraphical value is thus absolute. Further I came to know several orientation sections in the vicinity of Šárovce, Levice and Dudince. A paleontological supplementation to the Slovak Pleistocene malacofauna are given not only by the new species: *Pupilla slovenica* sp. n. but also by *Pupilla muscorum densegyrata* Ložek and *Vertigo parcedentata* Sandberger. At Dudince Pliocene travertines with a malacofauna were observed in association with *Atelodus antiquitatis* Blumenbach. The section from Šárovce is important also for the analysis and valuation of the Pleistocene beds at Štúrovo and vicinity, whence comes an inexhaustible wealth of remains of this Pleistocene malacofauna not previously systematically studied.

10. V. 1955

National Museum, Praha



JÁN JARKOVSKÝ—GEJZA KUPČO

PRÍSPEVOK KU GEOCHÉMII STOPOVÝCH PRVKOV,  
NAJMÄ VANÁDU*(Ruské a nemecké resumé)*

V rámci výskumných prác Geologického ústavu Dionýza Štúra zaoberali sme sa v II. polroku 1954 okrem iných úloh aj výskumom stopových prvkov. Ako je známe, otázke stopových prvkov sa dnes pripisuje značný význam. Mikroelementy môžu byť pri vyhľadávacích geochemických metódach dobrým vodidlom pri odkrývaní ložísk nerastných surovín. Ďalej prítomnosť tých-ktorých stopových prvkov môže tiež slúžiť ako spoľahlivé vodidlo pri riešení rôznych petrogenetických otázok. Pri riešení rôznych stratigraficko-geologických problémov môžu hrať podstatnú úlohu práve geochemické metódy, založené na zisťovaní prítomnosti alebo nedostatku určitej asociácie stopových prvkov. Nakoniec aj záujem modernej techniky je sústredený na mnohé vzácne stopové prvky, najmä metalické, ktorých mnohokrát nepatrne stopy dávajú výrobku vynikajúce vlastnosti.

Ide o prvky, ktoré obyčajne nevytvárajú v praktickom slova zmysle samostatné minerály, ale ktoré sú rozptýlené v rôznych nerastných surovinách v spočenstve s inými makroelementmi aj mikroelementmi. Predbežne sme sa venovali najmä geochémii vanádu vzhľadom na niektoré výskyty na území Slovenska. Vanád ako mikroelement sa vyskytuje v prírode viac-menej ako izomorfná prímies. Pretože je disperzný, bolo potrebné zanalyzovať značný počet vzorkového materiálu, ktorý sme v určitých oblastiach Slovenska získali. O geochémii vanádu vieme pomerne dosť málo, a to najmä preto, že dosiaľ publikované chemické analýzy tento prvok uvádzali veľmi zriedka. Príčiny boli rôzne. Už sám nedostatok citlivých a najmä rýchlych analytických metód nedovoľoval získať spoľahlivé dáta o jeho koncentrácii. Zmienky o výskyte vanádu na území Slovenska doteraz nie sú prakticky žiadne.

Všeobecne je známe, že vanád sa všade nachádza v súvislosti s výskytom bázičných hornín. Spektrochemickou analýzou, ktorou sa systematicky zaoberáme (G. K.), udávame všetky mikroelementy kvalitatívne s odhadom (niektoré aj kvantitatívne), a to ako prvky prímiesné (1—0,01 %) a stopové (0,01—0,0001 %). Makroelementy udávame ako zložky základné (100—1 %). Pritom sa zistilo, že vanád vystupuje v rôznych surovinách v odlišných koncentráciách. Pri tomto výskume nám išlo o to, aby sme poukázali na rôzne výskyty vanádu na Slovensku. Ďalej sme chceli stanoviť oblasť optimálnych koncentrácií, ktoré by v budúcnosti slúžili ako vodidlo pri detailnejších výskumoch.



Najnovšie publikované spektrochemické analýzy z oblasti Malých Karpát (C a m b e l — K u p č o 1954) udávajú vanád jednak medzi prímiesňami, jednak medzi stopovými zložkami. Ide vcelku o disperzný vanád ako stopovú zložku bazických hornín, ktoré tvoria najbližšie okolie ložiska. Okrem toho aj samy rudy v ložisku obsahujú amfiboly a vanád je prítomný aj v mriežkach týchto amfibolov.

Malokarpatská oblasť však obsahuje aj vanád iného geochemického pôvodu. Sú to grafitické bridlice, kde tento mikroelement vystupuje, a to ešte vo vyšších koncentráciách ako v bazických horninách. V našich štúdiách sme sa zamerali najmä na výskyt vanádu tohto genetického typu.

Pôvod vanádu v grafitických bridliciach sa všeobecne vysvetľuje bio-geochemicky. Ako súčiastka krvi niektorých živočíchov slúžil vanád ako prenášač kyslíka. Takto sa dostal spolu s organickými substanciami až do sedimentov. Z týchto potom metamorfnými pochodmi vznikli neskôr grafitické bridlice. Grafitické bridlice sú v oblasti Malých Karpát hojne zastúpené. Vanád v týchto horninách nevytvára samostatné minerály. Je jemne rozptýlený a je pravdepodobné, že zastupuje izomorfne hliník v aluminosilikátových mineráloch, ktoré tvoria zložku grafitických bridlíc. V bazických horninách okrem silikátových minerálov vanád sa koncentruje najmä v prvých magmatických vylúčeninách, napr. v magnetite, titanomagnetite a v iných, kde vstupuje do mriežky a zastupuje trojmocné železo. V amfiboloch a v iných tmavých kremičitanoch ako prevažnej zložke amfibolitov zastupuje okrem trojmocného železa aj hliník.

Keď porovnáваме jednotlivé koncentrácie vanádu spektrochemicky zistené v malokarpatských amfibolitoch (analýza 1 a 2) s koncentraciami vanádu zistenými v rudných telesách bez grafitickej zložky (analýza 3 a 4), potvrdíme, že vanád je nielen primárnou súčasťou bazických hornín, ale ho obsahujú aj samé rudy s amfibolovou zložkou, tzv. amfibol-sulfidické rudy. Obohatenie vanádu v rudných telesách mohlo nastať konečne aj v priebehu metamorfných procesov chemickým vylúhovaním rudnými roztokmi z okolitých amfibolitových hornín. To by dosvedčilo práve okolnosť, že vanád ako cyklický, ľahko migrujúci prvok je pomerne dobre rozpustný vo svojich zlúčeninách.

R a n k a m a — S a h a m a (1949) udávajú obsah vanádu v amfibole až 680 g/t, čo je 0,068 % V, kým N o d d a c k o v e dáta (podľa R a n k a m u — S a h a m u) udávajú priemerné obsahy vanádu v prvotných magmatických sulfidoch 40 g/t, čo je len 0,004 % V. Tieto dáta sú potvrdené tiež analýzou čistého pyritu (analýza 4) zo štôlne Augustín, kde vanád vôbec nebol zistený. Z toho možno dedukovať, že prítomnosť vanádu v malokarpatských rudách nesúvisí s jeho obsahom v sulfidoch, ale s jeho obsahom v amfiboloch a grafitických bridliciach. Pritom treba pripustiť, že najmä v priebehu metamorfózy malokarpatských ložísk vanád migroval jednak z amfibolitov, jednak z grafitických horninových komplexov a mohol sa vo vyššej miere koncentrovať v istých častiach ložiska a obohacovať sulfidické rudy.

Je zaujímavé v grafitických bridliciach sledovať aj obsahy samého uhlíka, ktorý je vlastne nositeľom vanádu. Ako sme na niektorých vzorkách chemicky zistili, neobsahujú grafit, ale grafitickú substanciu do 1000 °C, spáliteľnú alebo rozložiteľnú v dymivej zmesi  $\text{HNO}_3$ — $\text{KClO}_3$ . To poukazuje na



málo metamorfovaný sediment. Ďalšie podobné zistenia by iste do určitej miery pomohli riešiť otázky stupňa metamorfózy v malokarpatskej oblasti.

Ďalej sme chemicky zistili, že obsah vanádu v malokarpatských grafitických bridliciach závisí priamo úmerne od koncentrácií uhlíka, čo máme potvrdené aj pri iných surovinách obsahujúcich uhlík. Toto zistenie však neplatí pre látky čisto bituminózneho charakteru, ako sú nafta, uhlie a pod., kde obsahy vanádu nie sú do tej miery závislé od obsahu organických substancií. Tu však závisí od toho, ktoré organizmy sa zúčastnili na tvorbe týchto surovín a prirodzene aj od samých geochemických podmienok. Tieto otázky sú dnes stavané tiež do popredia. Udáva sa, že vanád práve tak, ako sa používa v priemysle organickej chémie ako účinný katalyzátor, zasahoval veľmi priaznivo aj pri tvorbe nafty. Koncentrácie vanádu v týchto organolitoch veľmi kolíšu a ťažko je stanoviť určitú závislosť vzhľadom na geologický vek, prípadne geografické rozšírenie. Zlúčeniny vanádu v pásme vetrania dostávajú sa ľahko do roztoku a ich vodné rozptylové aureoly nedajú sa presnejšie vymedziť, pričom magmatický vanád môže sa prelínať s biogeochemicky vzniknutým vanádom, ako je to práve v oblasti Malých Karpát. Jediným charakteristickým znakom výskytu vanádu v látkach čisto bituminózných je, ako dokázal A. P. Vinogradov (podľa Kašpara — Přistoupila 1954), že vystupuje v naftách s asfaltickou bázou, teda spolu so značným podielom síry. V naftách s parafínovou bázou sa vanád naopak vyskytuje len v mizivých stopách alebo obyčajne chýba.

Ako sme uviedli, vcelku ide o dva geochemické výskytu vanádu. Jeden je primárny, magmatický, kde vanád vystupuje ako litofilný prvok, druhý je spätý s organickou hmotou, vzniknutý teda cestou biogeochemickou. Avšak aj biogeochemický vanád má priamu súvislosť s magmatickým vanádom. V podmienkach hypergenézy zlúčeniny magmatického vanádu vo forme alkalických vanadičnanov sa dostávajú do vôd, odkiaľ sa vanád pri vitálnych procesoch vodných živočíchov dostal do ich krvi. Nakoniec postmortalne mohol sa aj natoľko skoncentrovať, že vytvoril ťažiteľné ložiská vanádu. Môžeme tu uviesť klasický príklad nahromadenia vanádu v asfaltovej vrstve v Minasragra (Peru), kde vanád tvorí podstatný diel sírniká  $VS_4$  (patronit).

Pri našich štúdiách sme okrem malokarpatských výskytov vanádu zistili tiež ďalšie oblasti s obsahom tohto prvku. Ako je známe, vanád sa vyskytuje aj v niektorých typoch bauxitov, a to najmä takých, ktorých materiál pochádza z rozrušených bázičných hornín. Preto sme vykonali terénny výskum na známej lokalite bauxitu v Mojtíne. Ovzorkovali sme predbežne len haldu kutacej šachtice ložiska „Nad Lopušnou“, vzdialeného asi 1 km od obce. Ložisko bauxitu sa tu nachádza v bielych wettersteinských vápencoch s kryhami šedobielych brekciovitých dolomitov a vyplňa krasovú dutinu vo vápencoch. Bauxit je tu hnedočervenej farby. Je celistvý, so zriedkavo sa vyskytujúcou pizolitickou štruktúrou. Je tiež čiastočne zbridličnatený, čo svedčí o tom, že ložisko bolo tektonicky porušené. Výsledok spektrochemickej analýzy (analýza 7) poukazuje na pestrosť materiálu a hovorí do istej miery aj o genéze tohto bauxitu. Ako je známe, genézu mojtínskeho bauxitu nevysvetľovali jednotne.

Podľa názoru Koutka a Svobodu (podľa Zorkovského 1952), aj keď sa nevyslovujú celkom jasne o genéze mojtínskeho bauxitu,



ide o terrarossový pôvod. Tiež Andrusov (podľa Zorkovského 1952) sa prikláňa k podobnému názoru a hodnotí tieto bauxity ako fosílnu „terra rossu“, ktorá sedimentovala do krasových dutín vápencov a tektonických trhlín dolomitov.

Podľa názoru Orlova (1937) materiál mojtínskeho bauxitu nie je terrarossového pôvodu, ale pochádza z vrchných materiálov, dnes zväčša odstránených slienitých a ílovitých sedimentov. Zorkovský (1952) na základe svojich štúdií sa prikláňa tiež k tomuto názoru. Vo svojej práci upozorňuje na výskyt bazických eruptív na niektorých miestach v záp. Považí (Streženice, Košeca, Podmanín a iné) a stavia otázku, či by sa v blízkom okolí považských bauxitov nenašli podobné bazické horniny, ktoré by mohli byť základným materiálom pri lateritizácii a sedimentácii týchto bauxitových hornín.

Na základe našich orientačných výsledkov, vyplývajúcich zo spektrochemických analýz, dalo by sa skôr prikloniť k názoru Orlova a Zorkovského, pretože asociácia prímesných a stopových prvkov ukazuje, že zdrojom vzniku mojtínskeho bauxitu sú eruptívne horniny. Pritom je zaujímavé, že sa tu stretávajú prvky typické pre bazické magmy (V, Ni, Cr, Co) s prvkami typickými pre kyslé magmy (B, Zr, Sn, Li). Podľa prítomnosti bóru dalo by sa usudzovať, že materiál mojtínskeho bauxitu bude obsahovať aj borokremičitan. V skutočnosti Orlov mineralogicky zistil turmalín. Podľa prítomnosti tohto minerálu Orlov usudzuje, že by tu mohlo ísť o chemickú sedimentáciu, prípadne o lateritizáciu ílovitej substance znesenej do krasových vápencových dutín.

Podľa najnovších názorov Kontu (1954) markušovské bauxity (vých. Slovensko), ktoré sú obdobné mojtínskym bauxitom, vznikli preplavením lateritu do krasových vápencových dutín. Základný materiál vznikol lateritizáciou bazických hornín, čomu nasvedčujú spektrálne analýzy, ktoré Konta uvádza.

Naše spektrálne analýzy sa od Kontom uvedených líšia tým, že okrem tzv. indikátorových stopových prvkov, ktoré charakterizujú bazické horniny, sú prítomné aj prvky charakteristické pre kyslé horniny. Aj keď malý počet analýz (celkove 3 z jednej lokality), ktoré sa urobili, je pre riešenie nadhodenej problematiky nedostatočný, predsa poukazuje na to, že lateritický materiál vznikol z bazických, ako aj z kyslých hornín, prípadne z iného sedimentogénneho materiálu, ktorý obsahoval uvedené dva typy prvkov.

Ďalej sme spektrochemicky spracovali lydity z niektorých východoslovenských lokalít. Vanád v lyditoch je práve tak ako v grafitických bridliciach biogeochemického pôvodu a vystupuje medzi prímesnými zložkami (analýzy 8 a 9). Zanalyzovali sme tiež vzorky asfaltu z Varína a Klačian (Lipt. Mikuláš), kde bolo možné predpokladať tiež isté koncentrácie vanádu. Analýzy sme urobili zo vzoriek asfaltu, získaného skoncentrovaním asfaltickej hmoty rozpustením v chloroforme, odparením a spálením do 700°. Asfalt na oboch lokalitách vystupuje po trhlínach karbonátových hornín. Vanád sme tu zistili len v mizivých stopách.

Nakoniec sme sa zaoberali tiež štúdiom niektorých výskytov neogénneho a paleogénneho uhlia a tehliarskych hĺn rôznych oblastí Slovenska. Spektrálne analýzy sme robili len kvalitatívne s odhadom, pretože nám vcelku



išlo len o orientáciu a o stanovenie oblasti s optimálnymi koncentráciami. Za takúto na základe našich výsledkov považujeme malokarpatskú oblasť, odkiaľ sme analyticky spracovali aj niekoľko vzoriek. Obsahy vanádu sa tu podľa našich zistení pohybujú od 0,05—0,012  $V_2O_5$ . Prítom sme použili fotokolorimetrickú metódu fosfovolfrámovú, ktorej princíp a postup uvádzame ďalej, a to viac menej tak, ako ju udáva F. B. Sandell (1944).

Naváži sa asi 2 g vzorky. Prenesie sa do väčšieho platinového teglika. Vyžíha sa až do spálenia síry (v grafitických bridliciach prítomný pyrit) a uhlíka (pokiaľ nie je grafitickej povahy). Do takto pripravenej vzorky sa pridá potrebné množstvo  $H_2SO_4$  (1:1) a  $H_2F_2$ . Takto sa odstráni  $SiO_2$ . Odparí sa do sucha, mierne sa prežíha a premieša s 5-násobným množstvom bezvodého  $Na_2CO_3$ . Po vychladnutí taveniny vylúži sa redestilovanou vodou, pridá sa pár kvapiek alkoholu pre redukciu, prípadne prítomného Mn a zavari sa. Po usadení sa filtruje a premýva 1 % roztokom  $Na_2CO_3$ . Takto sa vanád dostane do roztoku vo forme  $NaVO_3$ . Filtrát sa odparí až na objem 100 ml, preleje sa do odmernej banky na 100 ml a pipetuje sa 50 ml. Pridá sa kvapka alebo dve metyloranže a pridáva sa  $H_2SO_4$  (1:1) až do vzniku prechodnej farby.  $CO_2$  sa odstráni premiešaním tekutiny. Preleje sa do deliaceho lievika, pridá sa niekoľko kvapiek 2,5 % roztoku oxínu (8-hydroxychinolín) a asi 2—3 ml chloroformu. Zatrepe sa asi 1 minútu. Čierny vanádiumoxinát sa extrahuje do chloroformovej vrstvy, ktorá sa vypustí. Vytrepávanie s chloroformom sa opakuje ešte jeden alebo dvakrát, až je posledný prídavok chloroformu celkom číry. Chloroformová vrstva s vanádiumoxinátom sa vpúšťa do platinového teglika. Chloroform sa odparí pri nižšej teplote, teglik sa nakoniec prežihne do 650 °C. Žiňaním prejde vanádiumoxinát na  $V_2O_5$ , ktorý v prípade, že je čistý, dá sa stanoviť aj gravimetricky. Obyčajne to tak nie je.  $V_2O_5$  sa pretaví malým množstvom  $Na_2CO_3$ , rozpustí v nedestilovanej vode a v prípade, že roztok nie je číry, prefiltruje sa cez malý sklený filtračný teglik. K číremu filtrátu sa pridá 1 ml  $H_2SO_4$  (1:1), 1 ml 40 %  $H_3PO_4$  a asi 0,5 ml 0,5 M  $Na_2WO_4$ .

Vznikne žltá komplexná zlúčenina vanádu s kyselinou fosfovolfrámovou, ktorá je pomerne stála. Štandardný roztok sme získali z čistého  $V_2O_5$  a pripravili za podobných podmienok ako skúšaný roztok. Použili sme dvojčlánkový absorpciometer „HILGER“. Výsledky touto metódou sú reprodukovateľné z pipetácie, aj z ďalšej navážky. Farebnú reakciu tejto metódy možno použiť od 0,01—1 mg V v 100 ml roztoku (Müller 1954).

Ako je známe, jestvuje síce dostatok aj iných metód kvantitatívneho stanovenia vanádia, ale ich presnosť a citlivosť je často problematická. Metóda, ktorú sme použili, je síce príliš zdĺhavá, ale o jej výhodách sme sa presvedčili pri reprodukovani jednotlivých meraní. Z tohto dôvodu bude potrebné zaoberať sa aj metodickým výskumom kvantitatívneho stanovenia vanádia tak, aby pri riešení problematiky geochemickými metódami bola k dispozícii aj dostatočne rýchla metóda, pretože na vyvodenie záverov je potrebné zanalyzovať značný počet vzorkového materiálu. Polarografickú metódu (Přibíl a Kopanica 1952) sme pre momentálny nedostatok potrebných reagencií nemohli použiť.

V ďalšom podávame tabuľku spektrálnych analýz rôznorodého materiálu z rôznych oblastí Slovenska. V rámci tejto úlohy sme síce urobili veľa spektrálnych analýz, avšak tieto neudávame, lebo asociácia prvkov je podobná ako v analýzach uvedených v ďalšej tabuľke.

Spektrálne analýzy boli zhotovené na veľkom kremennom spektrografe „HILGER“. Rozsah spektra 2500—6000 Å. Použili sme rovnomerný oblúk o intenzite 3:5:7:7. Å pri expozíciách 60 sec, 45 sec, 30 sec. 30 sec. Nosná elektróda bola zapojená na kladný pól zdroja. Stred plynného oblúka bol premietnutý na kolimátor. Fotodoska FOMA SUPER ORTO. Prvky boli zaradené podľa schém analytických čiar a ich citlivosti boli zaradené do troch intervalov tak, ako sa to udáva v texte a v tabuľke analýz.



Spektrochemické analýzy

| Č.  | Lokalita                                                                                                        | Zložky základné<br>(100 — 1 %) | Zlož. prímesné<br>(1 — 0,01 %)             | Zlož. stopové<br>(0,01 - 0,0001%)         |
|-----|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------|--------------------------------------------|-------------------------------------------|
| 1.  | Oblasť Pernek                                                                                                   | Si, Al, Mg, Ca,<br>Fe, Na      | Ba, Ti, Sr, Mn,<br>Cr, V                   | Ni, Pb, Sc, Co,<br>Li                     |
| 2.  | Oblasť baní Pernek, vých. od<br>Křížnice (605)                                                                  | Si, Al, Mg, Fe,<br>Ca, Na      | Ti, Mn, Sr, Cr,<br>Cu, K, V                | Zr, Co, Sc, Ba,<br>Ni                     |
| 3.  | Halda starej štólne Augustín,<br>400 m SZ od kóty 404<br>Amfibol-pyrhotínová ruda                               | Fe, Si                         | Mg, Ni, Cu, Al,<br>Mn, Na, Ca, Ti          | Cr, V, Sn                                 |
| 4.  | Lokalita ako pri č. 3<br>Pyrit z čelby                                                                          | Fe, Si                         | Ni, Al, Mg, Zn,<br>Ca, Cr, Cu              | Co, Pb, Ag                                |
| 5.  | Ložisko 1 km od Rybníčka<br>v doline smerujúcej k Trom<br>Jazdom — impregnácia pyritu<br>v grafitickej bridlici | Si, Al, Fe, K,<br>Na, Ti       | Mg, Ca, Ba, V,<br>Cu                       | Cr, Zr, Pb, Mo                            |
| 6.  | Pernek, Misársky ostrov, spod.<br>haldy — graf. bridlica                                                        | Si, Al                         | Ti, Fe, Mg, V,<br>Na, Ca, Ba, K,<br>Cr, Mn | B, Sb, Ga, Ag,<br>Zr, Pb, Mo, Sr,<br>Sc ? |
| 7.  | Mojtín — bauxit                                                                                                 | Si, Al, Fe, Ti,<br>Ca          | Mg, Zr, V, B,<br>Cu, Ni, Sr, Cr,<br>Mn, Na | Pb, Ga, Li, Ba,<br>Co, Zn, Ag, Sn         |
| 8.  | Betliar — lydit                                                                                                 | Si, Fe, Al                     | Ti, Ca, Mg, V,<br>Ba, Mn, Cu, Zr,<br>Ni    | Cr, Mo, Li, Ag,<br>Co, Sr                 |
| 9.  | Súľová, sonda VSRP — lydit                                                                                      | Si, Al                         | K, Ti, Fe, Ca,<br>Mg, V, Zr, Ba            | B, Cu, Cr, Ag,<br>Ni, Sr, Mn              |
| 10. | Turč. kotlina (Vrútky, Draž-<br>kovce) — neogénne uhlie                                                         | Ca, Fe, Si, Al                 | Mg, B, Ti, Ba,<br>Sr, Mn                   | Mo, V, Cu, Ni,<br>Cr, Ag, Na, Zr,<br>Co   |
| 11. | Hrič. Podhradie — paleogén-<br>ne uhlie                                                                         | Si, Fe, Al, Mg,<br>Ca          | Mn, B, V, Ti,<br>Ge, Ni, Cr                | Cu, Ag, Mo                                |
| 12. | Radovce (výbežok šalgotari-<br>ánskej hnedouhoľnej paňvy)<br>uhlie                                              | Si, Fe, Al                     | Ti, Mg, Ca, B,<br>Na, Ba, Mn               | Zr, Ni, Sr, Y,<br>Cr, Mo, V               |
| 13. | Badín — neogénne uhlie                                                                                          | Si, Al, Fe, Ca,<br>Ti, K       | Mn, Na, Mg, V,<br>Ba, Sr                   | Y, Ni, Cr, Mo,<br>Co, B, Zr               |
| 14. | Obyce — neogénne uhlie                                                                                          | Si, Al, Fe, Ca                 | Ti, Mg, B, V,<br>Na, Ba, Mn                | Zr, Ni, Sr, Ga,<br>Mo, Co, Cr             |
| 15. | Lučenec — tehliar. hlina                                                                                        | Si, Fe, Al, Mg,<br>Ca          | Na, Ti, K, V,<br>Cu, Zr, Mn                | B, Ni, Ba, Ga,<br>Co, Sr, Cr              |
| 16. | Rím. Sobota — tehliar. hlina                                                                                    | Si, Fe, Al, Mg,<br>Na, Ca      | Ti, K, V, Cu,<br>Cr, Mn                    | B, Zr, Ni, Ga,<br>Co, Ba, Sc              |



- Cambel B. — Kupčo G., 1954: Geochemické, genetické a geologické pomery malokarpatských rudných ložísk. Geol. zborník. Bratislava.
- Kašpar J. — Přistoupil V., 1954: Nerostné suroviny, Praha.
- Konta J., 1954: Petrografické a chemické studium bauxitů od Markušovců (vých. Slovensko). Rozpr. ČSAV, 64, 4. Praha.
- Müller G. O., 1954: Praktikum der quantitativen chemischen Analyse. Leipzig.
- Orlov A., 1937: První výskyt bauxitu v Československu. Rozpr. II. tř. Čes. akademie, Praha.
- Orlov A., 1938: „Primární“ a „sekundární“ facie bauxitu na mojtínském ložisku. Věst. SGÚ. Praha.
- Orlov A., 1938: Výskyt lateritu u Rychnova n. Kn. Sb. SGÚ. Praha.
- Příbil R. — Kopanica M., 1953: Polarografické stanovení vanadia. Sborník I. celostátní prac. konference analytických chemiků. Praha.
- Rankama K. — Sahama Th. G., 1949: Geochemistry. Chicago.
- Sandell E. B., 1944: Colorimetric Determination of Traces of Metals. New York.
- Zorkovský B., 1952: Slovenské bauxity a ich genéza. Geol. zborník, III, 1—2. Bratislava.

1. VIII. 1955

*Geologický ústav Dionýza Štúra,  
Bratislava*

ЯН ЯРКОВСКИЙ — ГЕЙЗА КУПЧО

# **ПРЕДВАРИТЕЛЬНОЕ СООБЩЕНИЕ ОБ ИССЛЕДОВАНИИ РЕДКИХ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ, В ЧАСТНОСТИ ВАНАДИЯ**

Во введении авторы отмечают важное значение, которое имеет исследование редких элементов. Настоящая работа посвящена главным образом изучению ванадия. Полевые исследования производились в различных областях Словакии. Ванадий изучался отчасти как литофильный элемент, входящий в состав магмы, главное же внимание было обращено на ванадий биогеохимического происхождения.

Изыскания производились в области Малых Карпат, где находится большое количество графитовых сланцев. Эти-то графитовые сланцы и содержат ванадий второго генетического типа — биогеохимический. Авторы сделали несколько спектрохимических и несколько количественных химических анализов образцов, собранных в Малых Карпатах. Концентрация ванадия составляет примерно 0,1%  $V_2O_5$ . Было также установлено, что концентрация ванадия более или менее прямо пропорциональна содержанию органического вещества. Выяснилось, что некоторые образцы содержат не графит — модификацию углерода, а графитовое вещество, сгорающее при температуре ниже 900—1000° и разлагаемое дымящейся  $HNO_3 + KClO_3$ . Эти наблюдения указывают в некотором отношении и на степень метаморфизации в данной области.

Другим объектом полевых и лабораторных исследований были бокситы известного месторождения в окрестностях сел. Мойтин. Точки зрения различных авторов на генезис бокситовых пород этого месторождения неодинаковы. Одни считают, что мойтинский боксит возник из терра-россы, другие предполагают, что он является продуктом латеритового выветривания. Произведенные авторами ориентировочные спектральные анализы показывают, что надо скорее принять латеритовое происхождение — на него довольно ясно указывает ассоциация так называемых редких элементов-индикаторов. Спектрохимические анализы палеогеновых и неогеновых углей, лигнитов, кирпичных глин, как и спектрохимические анализы словацких асфальтов показали, что во всех этих разнообразных материалах содержится ванадий. Концентрация его колеблется от 0,1%  $V_2O_5$  до ничтожных следов.

Спектральные анализы производились на большом кварцевом спектрографе «ХИЛЬГЕР» для области длин волн 2500—6000 Å. Количественные химические анализы ванадия были сделаны при помощи фотоколориметра фосфо-



вольфрамовым методом. Авторы пользовались абсорбциометром «ХИЛЬГЕР». В конце статьи даются указания относительно метода и производства работы. Результаты спектральных анализов приведены на таблице. Группировка элементов производится на основании интенсивности почернения аналитических линий и их чувствительности, при чем различается три интервала: элементы фигурирующие как основные составные части (100—1%), как примеси (1—0,01%), как следы (0,01—0,0001%).

1. VIII. 1955

Геологический институт им. Диониза Штура,  
Братислава

Перевод со словацкого В. Андрусовой

JAN JARKOVSKÝ — GEJZA KUPČO

# BEITRAG ZUR GEOCHEMIE DER SPURENELEMENTEN, VORNEHMlich DES VANADIUM

In der Einleitung diskutieren die Autoren die Wichtigkeit der Erforschung von Spurenelementen. In ihrer Arbeit haben sie sich vornehmlich der Untersuchung von Vanadium zugewandt. Eine Terrainuntersuchung wurde in verschiedenen Gebieten der Slowakei durchgeführt. Autoren waren vornehmlich auf Untersuchungen des Vanadiums als eines lithophylen, magmatischen Elementes ausgerichtet, haben aber ihre Aufmerksamkeit vornehmlich auf Vanadium biogeochemischen Ursprunges konzentriert.

Die Untersuchungen wurden im Gebiet der Kleinen Karpaten durchgeführt, wo graphitische Schiefer sehr reich vertreten sind. In den graphitischen Schiefen tritt nämlich Vanadium von eben diesem zweiten biogeochemischen, genetischen Typus auf. An Proben aus dem Gebiet der Kleinen Karpaten haben die Verfasser einige spektrochemische Analysen, sowie mehrere quantitative chemische Analysen vorgenommen. Die Konzentration des Vanadiums bewegt sich hier um etwa 0,1 %  $V_2O_5$ . Die Autoren haben ferner festgestellt, dass die Vanadiumkonzentrationen verhältnismässig mehrweniger direkt dem Gehalt der anwesenden organischen Substanz entsprechen. An einigen Proben konnte festgestellt werden, dass es sich bei diesen keineswegs um eine graphitische Kohlenstoffmodifikation handelt, sondern um eine graphitische Substanz, die bis zu einem Wärmegrad von 900—1000°C brennbar oder in einem Gemisch von rauchender  $HNO_3 + KClO_3$  zersetzbar ist. Die angeführten Feststellungen erklären zu einem gewissen Masse auch die Stufe der Metamorphose in diesem Gebiet.

Die Verfasser haben ferner sowohl Terrain-als auch Laboratoriumsforschungen der Bauxite der bekannten Lokalität in der Umgebung von Mojtín durchgeführt. Die Genesie der Bauxitgesteine dieser Lokalität wird nämlich nicht einheitlich gedeutet. Eine Auffassung vertritt den Terra rossa Ursprung des Mojtíner Bauxits, während eine andere Ansicht den Lateritursprung betont. Mit Hilfe von Orientierungsspektralanalysen sind die Autoren zum Ergebnis gekommen, dass man eher von dem Lateritursprung dieser Bauxite sprechen kann, weil die Assoziation der sogenannten Indikatorenspurenelemente genügend deutlich darauf hinweisen. Des weiteren haben sich die Verfasser mit spektrochemischen Analysen der Paläogen- und Neogen-Kohle, der Lydite, Ziegellehne und schliesslich der Analyse der slowakischen Asfalte beschäftigt. In allen diesen verschiedenartigen Proben wurde die Anwesenheit von Vanadium festgestellt, dessen Konzentrationen von 0,1 %  $V_2O_5$  bis zu verschwindenden Spuren schwankten.

Die Spektralanalysen wurden mit einem grossen Quarzspektrographen „HILGER“ vom Ausmass 2500—6000 Å durchgeführt. Die quantitativen chemischen Analysen des Vanadiums haben die Autoren fotokolorimetrisch mit der Phosphowolframmethode bewerkstelligt. Sie haben dabei das „HILGER“-Absorptiometer eingesetzt. Abschliessend führen die Autoren den arbeitsinhaltlichen und methodischen Verlauf der angeführten Methode an. Die Spektralanalysen sind in der Tabelle angeführt. Dabei werden die Elemente nach der Verdunkelung der analytischen Fäden eingeordnet und entsprechend ihrer Empfindlichkeit in drei Intervalle gegliedert: Grundkomponenten (100—1 %). Zusatzkomponenten (1—0,01 %), Spurenkomponten (0,01—0,0001 %).

1. VIII. 1955

Geologische Anstalt Dionýz Štúr's,  
Bratislava

Aus dem slowakischen übersetzt von J. Petreas



LADISLAV ROZLOŽNÍK — JÁN ŠALÁT

## ZPRÁVA O PODROBNOM GEOLOGICKOM MAPOVANÍ V OKOLÍ HODRUŠSKÝCH RYBNÍKOV ZÁPADNE OD BANSKEJ ŠTIAVNICE

(Ruské a nemecké resumé)

**Obsah.** V zpráve je podaný prehľad geologicko-petrografických a rudných pomerov v oblasti Hodrušských rybníkov západne od Banskej Štiavnice. K zpráve je priložená geologická mapa a dva profily.

V letných mesiacoch roku 1955 vykonali sme podrobné geologické mapovanie v oblasti Hodrušských rybníkov. Terénnych prác sa zúčastnili poslucháči vyšších ročníkov Baníckej fakulty, A. Abonyi, F. Ambra, M. Berenčík a M. Kyselica. Vyhotovené mapy zahrnujú územie západne od Banskej Štiavnice. Východný okraj listov sleduje približne vrchol Paradajz (942), východné úpätia hrebeňa Tanád (940) a Veterník (810). Južný okraj sleduje vrchol Mníšia hora (830), Kamenný Závoz a Široká (749) až po Rabenstein (Havránia skala). Severný okraj zasahuje až po samoty Ziegerleite a Zukmantel.

Študované územie patrí k mladovulkanickému štiavnickému pohoriu a budujú ho prevažne andezity, granodiority a dacity. Zahrnuje práve hraničné pásмо medzi štiavnickou andezitovou a hodrušskou granodiorit-dacitovou oblasťou. Za akúsi hranicu medzi nimi možno považovať hrebeň Tanád.

Na území vystupujú tieto geologické jednotky:

**1. Sedimentárne série.** Vystupujú len v ojedinelých útržkoch. V záreze cesty Hodruša—Banská Štiavnica nad šachtou Zipser ide o zelenkavé sericitické bridlice pravdepodobne verfénskeho veku, ktoré tvoria v podloží kontakt s granodioritom a sú prikryté dacitovými prúdmi. Pri ústí štôlne Dolná Rozália na ľavom svahu údolia nachádza sa malá šošovka sedimentu, pohlteného granodioritom. Sediment je zložený z vrstvičiek a šmúh kremeňa a biotito-sericitických agregátov. I v tomto prípade ide asi kontaktne o niečo silnejšie zmenené verfénske bridlice.

Uvedené horniny na študovanom území sú jedinými predstaviteľmi predtrefohorných jednotiek. Ostatné nižšie uvedené jednotky sú viazané na mladotrefohorný vulkanizmus.

**2. Pyroxenický andezit-propylit.** Je v študovanom území najstaršou a najrozšírenejšou horninou. Vyskytuje sa vo forme mohutného prúdu (Tanád), ktorý však v údolí Hodrušských rybníkov je silne oddenudovaný. Miestami ho pokrývajú prúdy mladšieho pyroxén-amfibol ± biotit-andezitu-propylitu (Paradajz, Veterník), inde je prerážaný dacitovými žilami.



V okolí Hodrušských rybníkov je eróziou odkrytý granodiorit, ktorý doň intruduje.

Petrograficky javí značnú rozmanitosť. V okolí Rozália a Bakali štôlne je zelenkastej farby, silne propylitizovaný, často i skarbonitizovaný, skao-linizovaný, prekremený a pyritom impregnovaný. Zo súčiastok možno obyčajne rozoznať len porfyrické vyrastlice živcov, ktoré v dôsledku kaoli-nizácie stratili lesk. Inde silifikácia úplne zotrela pôvodnú štruktúru a py-roxenický andezit nadobúda charakter kremencov (vršok nad Rozália štôľňou). Na vrchole Tanád a jeho svahoch pyroxenický andezit je menej zmenený a ukazuje zjavnú porfyrickú štruktúru. Okrem lesklých živcov sú rozoznateľné i vyrastlice pyroxénov. Základná hmota je celistvá alebo drobne zrnitá, zelenkastej farby. Na vrchole Roveň, pod Veterníkom a v osade Štiavnické Bane vystupujú pyroxenické andezity čiernej farby, kompaktného vzhľadu s lastúrovým lomom. Z dosiaľ uvedených typov tieto sú najmenej postihnuté hydrotermálnou premenou.

Územné vystupovanie jednotlivých typov nie je jednotné, a preto tieto sa prakticky nedajú na mape vymedziť. Vznikli asi v dôsledku rôznych podmienok tuhnutia toho istého výlevu.

Pyroxenický andezit mikroskopicky javí porfyrickú štruktúru so zrnitou základnou hmotou, ktorá je čiastočne druhotne zmenená. Pôvodne bola asi hyalopilitická alebo pilotaxická štruktúra.

Porfyrické vyrastlice tvoria plagioklasy, rombický a monoklinický pyro-xén. Plagioklasy sú stĺpikovité, hojne albiticky lamelované; dvojčatné zrasty podľa karlovarského zákona sú zriedkavejšie. Svojím zložením zod-povedajú andezínu a labradoru. Vo vzorkách viac propylitizovaných sú úplne sericitizované a kaolinizované. Z pyroxénov najčastejší je rombický pyroxén. Jeho kryštáliky sú stĺpikovité a idiomorfne. Je veľmi citlivý na propylitizačné pochody. Produktom premeny je hlavne chlorit a serpentín. Pri silnejšej premene je úplne pseudomorfovaný chloritom, karbonátmi, niekedy i kremeňom. Okrem chloritizovaných rombických pyroxénov vy-stupujú aj čerstvé monoklinické pyroxény — diopsidický augit. Pozorovať aj príklady diskontinuitného reakčného radu, kde rombický pyroxén tvorí jadro a monoklinický pyroxén obal. Veľmi zriedka možno nájsť resorbo-vaný amfibol.

Z akcesorických súčiastok vystupujú apatit, zirkón, titanomagnetit. Se-kundárne minerály tvoria: chlorit, leukoxén, sericit, karbonáty, serpentín a epidot.

**3. Pyroxén-amfibol ± biotit-andezit-propylit.** Po pyroxenickom andezite je tu druhou najviac rozšírenou horninou. Vystupuje na vrchole a svahoch vrchu Paradaž, Kanderka, Mníšia hora a v menšej miere okolo kóty Široká. Tvorí nadložie pyroxenického andezitu a je tiež prerážaný mladšími da-citmi. Na Paradaže je hruboporfyrický s veľkými, obyčajne nelesklými vyrastlicami živcov a s veľkými, obyčajne dobre rozoznateľnými vyrastli-cami amfibolu a vyblednutého biotitu. Na západnom svahu vrchu Tanád, na svahoch vrchov Roveň a Kanderka je jemnozrnnejší. Tmavé vyrastlice sú ťažko identifikovateľné. Oba typy sú oproti už spomenutému pyroxe-nickému andezitu menej odolné voči vetraníu, čo sa prejavuje i na morfo-lógii terénu.

Mikroskopicky javí porfyrickú štruktúru s jemnozrnnou hmotou, zloženú



zo živcov a kremeňa. Z porfyrických vyrastlíc vystupujú plagioklasy, amfibol, biotit a pyroxén. Plagioklasy javia v celku zhodný charakter so živcami pyroxenického andezitu až na to, že sú kyslejšie (oligoklas). Z tmavých súčiastok najstarší je pyroxén, silne chloritizovaný a uralitizovaný. Podľa formy kryštálov mohol by sa zaradiť medzi rombické pyroxény. Je pomerne zriedkavý. Biotit a amfibol vystupujú asi v rovnakom množstve. Obidva minerály sú vždy silne rezorbované. Celé individua sú vyplnené drobnými zrnkami opakného magnetitu a druhotného, drobne stĺpikovitého pyroxénu, takže len podľa formy kryštálov možno súdiť, či ide o amfibol alebo biotit. Opacitizované amfiboly a biotity sú pre tento typ veľmi charakteristické.

Z akcesorických minerálov okrem sporadického zirkónu treba spomenúť apatit, ktorý je pomerne hojný. Z druhotných minerálov sú zastúpené chlorit a uralit (z pyroxénov), ďalej sericit, karbonáty a veľmi zriedka epidot.

**4. Biotiticko-amfibolický granodiorit.** Na povrchu vystupuje vo forme šošovky od Kamenného Závozu k bani Rozália, ďalej pri šachte Zipser na oboch stranách údolia a vo forme malého ostrovčeka v údolí pod skalami Rabensteinu (Havranej skaly). Týmto výskytom granodioritu v okolí Hodrušských rybníkov J. Hettler (1952) pripisuje nanajvýš hypabyzálnu formu, ba dokonca nevyklučuje i možnosť, že ide o pravé výlevné telesá, ktoré vplyvom dosiaľ neznámych okolností zachovali štruktúru hlbinných hornín. S Hettlerovým názorom (1952) nemožno súhlasiť, lebo ako to ukazujú profily dedičných štôlní Voznickej a Hodrušskej, ktoré práve prechádzajú naším územím, granodiorit má v hĺbke veľké rozšírenie a javí formu veľkého hlbinného telesa (batolitu), upadajúceho na východ. Hlbinné teleso granodioritu má nerovný povrch a vystupuje na povrch len v miestach najsilnejšej erózie.

Biotiticko-amfibolický granodiorit na študovanom území je všesmerne zrnitý, šedej, ružovkastej farby. Makroskopicky sú rozoznateľné živce, menej biotit, amfibol, kremeň a epidot.

Pod mikroskopom má holokryštalicko-hypidiomorfnú štruktúru. Iba granodiorit z blízkosti Kamenného Závozu javí porfyrovitú štruktúru. Zo zrnitej hmoty zloženej z kremeňa (veľkosť 0,08—0,2 mm), andezínu a ortoklasu vynikajú veľké vyrastlice plagioklasu, amfibolu a biotitu, ojedinele i pyroxénu. Vznik tejto porfyrovitej štruktúry súvisí so zvláštnym spôsobom tuhnutia na okraji granodioritového masívu. Je to okrajová fácia granodioritu (Š a l á t 1954). Granodiorit pri štôlni Rozália sa petrograficky zhoduje s granodioritom, ktorý vystupuje v hodrušskom údolí.

Plagioklasy sú idiomorfné, o veľkosti 2—3 mm, hojne lamelované podľa albitového a periklinového zákona, často kombinované s lamelami podľa karlovarského zákona. Hojná je zonárna štruktúra. Na základe hodnôt zistených v symetrickej zóne zodpovedajú báziickému andezínu. Plagioklasy sú väčšinou čerstvé, len miestami sú čiastočne sericitované a skarbonitizované. Vo vzorkách z blízkosti bane Rozália sú miestami i epidotizované. Z tmavých minerálov biotit prevláda nad amfibolom. Biotit tvorí jednak stĺpikovité 0,5—1,5 mm tlsté kryštáliky, jednak šesťboké tabuľky podľa 001. Je silne pleochroický. Hydrotermálne pochody premenili biotit hlavne na chlorit-penín, epidot, rutil a karbonáty. Obecný amfibol je len



zriedka vyvinutý idiomorfne. Väčšinou je druhotne zmenený, chloritizovaný, uralitizovaný a karbonatizovaný. Monoklinický pyroxén je zriedkavý.

Medzernú hmotu medzi hore uvedenými minerálmi vyplňuje väčšinou alotriomorfny kremeň a ortoklas. Z akcesorických minerálov prichádzajú magnetit, apatit, zirkón, titanit. Zo sekundárnych minerálov najhojnejší je chlorit a epidot, menej zoisit, ďalej karbonáty a sericit. Pri chloritizácii biotitu vzniká i rutil.

V študovanej oblasti sú dosť hojne rozšírenou horninou dacity. Makroskopicky možno medzi nimi rozlíšiť dva typy: propylitizovaný a nepropylitizovaný pyroxén-amfibol-biotitický dacit.

**5. Pyroxén-amfibol-biotitický dacit-propylit.** Vystupuje vo forme veľkej šošovky na Kamennom Závoze, ktorá sa smerom na SV zužuje do žilového tvaru a tiahne sa s menšími prerušeniami po celom údolí Hodrušských rybníkov. Ďalej vystupuje vo forme mohutnej žily (s miestnymi nadureniami) od Horného Hodruškého rybníka smerom na JV až po Malý Tanád. Uvedená dacitová žila sleduje rozhranie pyroxenického andezitu a pyroxén-amfibol ± biotit-andezitu. Na Malom Tanáde prechádza do pyroxén-amfibol ± biotit-andezitov, roztrieštuje sa a na povrch vystupuje len vo forme ojedinelých ostrovčekov. Propylitizovaný pyroxén-amfibol-biotitický dacit sa vyskytuje v podobe prúdov na svahu Rabensteinu a v menších nepravidelných výskytoch na svahu Zukmantelu pri ceste Hodruša—Banská Štiavnica.

Propylitizovaný dacit preráža všetky doteraz uvedené horniny. Jeho geologické postavenie vďaka hypoabysálnym formám vystupovania je veľmi výrazné.

Je šedozeleňou, zjavne porfyrickou horninou. Medzi porfyrickými vyrostlicami makroskopicky možno rozoznať živce (obyčajne bez lesku) oblého tvaru, biotit (najčastejšie chloritizovaný a vyblednutý), sklený kremeň, ďalej amfibol a pyroxén. Často je prekremený a skaolinizovaný (Rabenstein, okolie šachty Zipser). Najtypickejšie je vyvinutý na Kamennom Závoze, kde je amfibolicko-biotitický.

Pod mikroskopom propylitizovaný pyroxén-amfibol-biotitický dacit ukazuje holokryštalicko-porfyrovitú štruktúru. Pyroxén, amfibol, biotit, plagioklas a kremeň tvoria v ňom porfyrické vyrastlice. Plagioklasy sú ako obvykle albiticky lamelované a svojím zložením zodpovedajú oligoklas-andezínu. Intenzívnejšou propylitizáciou pribúda sericitu, až úplne vyplní plagioklas. Druhým minerálom, ktorý pseudomorfuje plagioklas, sú karbonáty. Tmavé súčiastky (rombický pyroxén, amfibol, biotit) sú vplyvom propylitizačných účinkov úplne zmenené a sú pseudomorfované chloritom, karbonátom, epidotom, titanitom a leukoxénom. Zastúpenie jednotlivých tmavých minerálov hodne kolíše. Na Kamennom Závoze pyroxén ustupuje pred amfibolom a biotitom. Aj pomer biotitu k amfibolu je menlivý. V niektorých vzorkách prevláda amfibol, v iných biotit.

Kremeň ako vyrastlica je charakteristickou súčiastkou pre dacity. Vystupuje v podobe silne korodovaných jedincov. Veľké množstvo kremeňa sa vyskytuje v dacitovej žile na severozápadnom svahu Tanádu. V niektorých vzorkách v okolí Dolného Hodruškého rybníka kremeň vystupuje len sporadicky.



Z akcesorických minerálov treba sa zmieniť o apatite a zirkóne. Sekundárne minerály tvoria: chlorit, sericit, leukoxén, karbonáty, limonit a epidot. Hojná je pyritová impregnácia a silifikácia, ktorá môže úplne zotrieť pôvodnú štruktúru a len podľa korodovaných vyrastlíc kremeňa a niekedy podľa vybielených vyrastlíc biotitu možno súdiť, že pôvodne išlo o dacitovú horninu. Na rozdiel od dacitov v západnejšej časti pri Hodruši tieto dacity obsahujú porfyrické vyrastlice pyroxénov a väčšie množstvo kremenných vyrastlíc (Šalát 1954).

**6. Pyroxén-amfibol-biotitický dacit.** Oproti predošlému typu je menej rozšírený. Vystupuje jedine v oblasti Široká okolo kóty 749. Na geologickej mape (Šalát 1954) je výskyt tejto horniny zakreslený východne od Širokej, čo je zapríčinené rozdielnosťou podkladu pri geologickom mapovaní. Nie je hydrotermálne premenený — propylitizovaný. Typické sú preň veľké vyrastlice lesklých živcov a čerstvých biotitov. Má holokryštalicko-porfyrickú štruktúru so zrnitou základnou hmotou. Z porfyrických vyrastlíc najhojnejšie sú plagioklasy. Sú úplne čerstvé a ako obvykle albiticky lamelované. Zodpovedajú andezínu. Mávajú tiež zonárnu štruktúru. Pyroxény vystupujú jednak ako porfyrické vyrastlice v stĺpikovitých tvaroch, jednak v základnej hmote v podobe úzkych stĺpikovitých kryštálov. Všetky pyroxény patria medzi rombické pyroxény. Z druhotných premien sa na pyroxénach uplatňuje hematitizácia. Biotit je hneď farby so silným pleochroizmom,  $\alpha$  = svetlohnedá,  $\beta = \gamma$  = červenohnedá. Okolo biotitu je vyvinutý opakný okraj, zložený zo zrníek magnetitu. Niektoré jedince sú skoro úplne rezorbované. Amfiboly sú rezorbované a opacitizované. Kremeň ako vyrastlica nie je veľmi hojný a máva reakčnú obrubu. Zo sekundárnych minerálov treba spomenúť hematit a nepatrné množstvo chloritu a sericitu. V západnejšej časti vyskytuje sa podobná hornina na severných svahoch hrebeňa Spitzbergu.

**7. Dacitoidný andezit.** Dacitoidným andezitom nazývame horninu, ktorá vystupuje na južnom svahu vrchu Ziegerleite a Zukmantel. Jej geologické postavenie nie je celkom jasné. Predpokladáme, že je to hornina, ktorá tvorí akýsi spojovací článok medzi pyroxén-amfibol-biotitickým dacitom a pyroxén-amfibol  $\pm$  biotit-andezitom. Spočiatku sa označovala ako propylitizovaný amfibol-biotit-dacit, (Šalát 1954). Je to šedá, zelenkavošedá hornina porfyrického vzhľadu. Ako porfyrické vyrastlice vystupujú úzke až čiarkovité kryštáliky tmavých súčiastok, hlavne amfibolu. Tieto vyrastlice podobne ako vyrastlice živcov sú čerstvé a lesklé. Kremeň sa nevyskytuje. Základná hmota je kompaktná alebo drobne zrnitá.

Hornina sa makroskopicky i mikroskopicky líši od ostatných hornín študovanej oblasti. Je možné, že tu ide o prúdy dacitov, v ktorých boli odlišné podmienky tuhnutia lávy.

Pod mikroskopom má holokryštalicko-porfyrickú štruktúru alebo i holokryštalicko-porfyrickú štruktúru so zrnitou základnou hmotou. Plagioklasy, pyroxény, amfiboly a biotity tvoria porfyrické vyrastlice. Svojím zložením zodpovedajú andezínu. Po štiepných trhlkách bývajú čiastočne sericitizované alebo vyplnené chloritom, epidotom a karbonátmi. Pozorovať aj albitizáciu. Pyroxény bývajú idiomorfne pretiahnuté, úzko stĺpikovité kryštáliky. Všetky jedince sú druhotne zmenené na chlorit a leukoxén. Amfiboly sú svojím vývojom veľmi charakteristické pre túto horninu.



Vytvárajú stĺpikovitú kryštáliky. Sú zelenej farby, silne pleochroické,  $\alpha$  = svetlozelený,  $\beta$  = bledozelený,  $\gamma$  = tmavozelený. Časté sú dvojčatné zrasty. Len zriedkavo pozorovať na amfibole magmatickú rezorpciu s opak-ným okrajom. Biotit býva zmenený a je pseudomorfovaný týmito druhot-nými minerálmi: chloritom, epidotom, leukoxénom, karbonátmi, ba i kre-meňom. Z akcesorických minerálov treba spomenúť hlavne apatit a zirkón.

8. Kvartér. Na študovanom území je zastúpený hlavne svahovými ulo-ženinami, ako je to na Širokej a východne od Horného Hodrušského ryb-níka. Je pomerne málo rozšírený.

#### SUKCESIA HORNÍN

Podľa našich povrchových pozorovaní a ich interpretácií s podzemnými pozorovaniami, urobenými v banských dielach najmä v Hodrušskej dedičnej štôlni a vo Voznickej dedičnej štôlni, ktoré prechádzajú našim územím, podávame túto sukcesiu od najstarších erupcií k mladším.

1. *Pyroxenický andezit-propylit*. Do prúdov pyroxenického andezitu pre-nikal granodiorit, o čom svedčia záznamy L. Cseha o uzavreninách py-roxenického andezitu v granodiorite medzi šachtou Lill a Zipser. Pyroxen-ický andezit je teda starší ako granodiorit. Pyroxén-amfibol  $\pm$  biotit-andezit, ako to vyplýva z priloženej mapy a profilov, pokrýva svojimi prúd-mi pyroxenický andezit a je zrejme od neho mladší. Dacit preráža nielen pyroxenickým andezitom, ale aj od neho mladšími horninami. O tom, že pyroxenický andezit je na území najstaršou horninou, svedčí aj to, že je relatívne najviac postihnutý hydrotermálnou premenou.

2. *Pyroxén-amfibol  $\pm$  biotit-andezit-propylit*. Pokrýva starší pyroxenic-ký andezit. Dacit buď ho preráža, alebo vystupuje na rozhranie pyroxenic-kého andezitu a pyroxén-amfibol  $\pm$  biotit-andezitu.

3. *Amfibolicko-biotitický granodiorit*. Na území nie sú priame dôkazy o jeho pomere k pyroxén-amfibol  $\pm$  biotit-andezitu. Ak však uvažíme hlbinne intruzívny charakter granodioritu a skutočnosť, že sa v ňom nenašli nijaké epigenetické telesá pyroxén-amfibol  $\pm$  biotit-andezitu, ako aj bližší petrografický a petrochemický vzťah ku dacitovým horninám, začlenenie granodioritu za výlevy pyroxén-amfibol  $\pm$  biotit-andezitu je do istej miery odôvodnené. S istotou možno tvrdiť iba to, že granodiorit je mladší od pyro-xenického andezitu a starší od dacitov. Ani predošlí autori neriešili zatiaľ pomer granodioritu k pyroxén-amfibol  $\pm$  biotit-andezitu.

4. *Pyroxén-amfibol  $\pm$  biotitické dacity* predstavujú na našom území naj-mladšiu erupzívnu horninu. Jeho postavenie je veľmi výrazné. Sleduje tek-tonické línie zlomového charakteru (pozri profile), postihujúce všetky dosiaľ uvedené jednotky.

5. *Dacitoidný andezit*. Postavenie tejto horniny nie je jasné. Vzhľadom na petrografický charakter patrí najskôr k dacitovým výlevom.

Uvedená sukcesia je vcelku zhodná s dosiaľ všeobecne platnou sukcesiou (H. Böckh 1901, F. Fiala 1933), ako aj so sukcesiou uvedenou M. Čajkovou (1954). Z oblastí Hodrušských rybníkov podal sukcesiu hornín i J. Hettler (1952). Ak odhliadneme od niektorých petrografických ne-dôsledností v práci J. Hettlera, najmä od nerozlišovania pyroxenického andezitu od pyroxén-amfibol  $\pm$  biotit-andezitu, i táto sukcesia je totožná



s našimi závermi. O otázke časového zaradenia rudotvornej fázy v rámci erupčných cyklov zmienime sa ďalej.

#### RUDNÉ POMERY

Naše územie sa nachádza v oblasti, ktorú starší ložiskoví geológovia a montanisti často označovali ako „hluché pásmo“.

J. Hettler (1952) poukazuje na ekonomický pôvod tohto pomenovania. V minulosti nebol záujem o rudný obsah týchto žíl, preto vzniklo označenie „hluché pásmo“, hoci toto územie sa nelíši počtom žíl od dvoch produktívnych a silne dobývaných revírov, hodrušského a štiavnického. Naše mapovanie tento názor potvrdzuje.

Študované územie, ako sme to už uviedli pri geologickom opise, zahrnuje práve hraničné pásmo medzi štiavnickou andezitovou oblasťou a hodrušskou granodiorit-dacitovou oblasťou. Preto na mapovanom území nachádzame žily typu „štiavnického“ aj „hodrušského“.

Zo žíl, ktoré v našej oblasti patria do skupiny typických „štiavnických“ žíl, mohli by sme zaradiť žilové pásma: Bieber, Špitáler, Terézia, Ochsenkopf a Amália.

Tieto žily vystupujú v andezitoch, majú dlhý, pomerne pravidelný priebeh, smer SV—JZ (2—3 h), strmý úklon na východ (70—80°) a zložitý minerálny obsah, prevažne olovnato-zinkový.

Medzi typicky „hodrušské žily“ patrili by: Jozef—Rabenstein a Rabenstein—Hoffer—Ruml žila. Uvedené žily vystupujú v dacitoch a vyznačujú sa nepravidelným, krátkym a prerušovaným smerom (5—6 h) s úklonom 40—50° na V a s jednoduchým obsahom, vyznačujúcim sa najmä prítomnosťou ušľachtilých strieborných rúd.

Okrem uvedených ostávajú žily Bakali, Rozália, Medená a Bärenleuten, ktoré sa nachádzajú v strede územia medzi prvou a druhou skupinou. Tieto žily vystupujú v rôznych horninách, majú smer 1—3h a úklon 40—70° na V. Smerove sú kratšie a pre ich výplň je príznačne zvýšený (na žile Rozália prevládajúci) obsah Cu. Sú to žily, ktoré J. Hettler (1951) označoval po stránke obsahovej a morfolologickej ako „medzičlánky“ medzi dvoma skupinami žíl tohto kraja. Zložitým minerálnym obsahom pripomínajú „štiavnické“ žily a ich morfológia, nepravidelný a krátky priebeh zas „hodrušské“ žily.

Čo sa týka časového zaradenia metalogenézie štiavnicko-hodrušských žíl, pri svojich terénnych pozorovaniach nenašli sme dôkazy pre opodstatnenie názorov J. Hettlera (1952). J. Hettler zaraďuje efuzívne horniny v okolí Hodrušských rybníkov do dvoch fáz. Prvá fáza by zahrnovala naše pyroxenické andezity, (propylit), pyroxén-amfibol ± biotit-andezit-propylit a granodiorit. Propylitizovaný dacit a dacitoidný andezit patrili by do druhej erupčnej fázy. Výstup rudonosných roztokov J. Hettler zaraďuje do obdobia dočasného prerušenia vulkanickej činnosti medzi dvoma erupčnými fázami. Podľa našich výskumov celý rad žíl (Rozália, Bärenleuten, Rabenstein-Hoffer-Ruml, Jozef-Rabenstein) vystupuje priamo v propylitizovaných dacitoch. Zrudnenie sme nepozorovali jedine v nepropylitizovanom dacite a dacitoidnom andezite (Hettlerov 6. typ). Rozšírenie týchto hornín je však také malé, že nemožno robiť presnejšie závery o ich porudnom vzniku.



Nápadná zhoda medzi tektonickými líniami dacitoidných žíl a rudných žíl (o čom sa už zmieňuje i M. V. Lipold 1867) poukazuje na to, že rudotvorná fáza začínala tesne po výleve hornín dacitového charakteru. Pre nedostatok produktov od dacitov mladších erupčných fáz nemožno stanoviť relatívny vek ukončenia rudonosnej fázy.

Sme za to, že je nesprávne oddeliť pyroxén-amfibol-biotitické dacity od staršej efuzívnej fázy, ktorá prebiehala medzi I. a II. mediteránom (Čechovič 1933 a F. Fiala 1933), a priradiť ich do mladšej erupzívnej fázy (mediterán II), ako to urobil J. Hettler (1952).

Na mapovanom území možno dobre študovať morfológickú rozdielnosť medzi hodrušskými a štiavnickými žilami. Ukazuje sa, že pravidelnosť a vytrvalosť žíl závisí v značnej miere od petrografickej homogenity prostredia, v ktorom vystupujú. V tejto súvislosti chceme poukázať i na otázku vykarovania a vyklinenia štiavnicko-hodrušských žíl, nastolenú St. Klírom a J. Zemánom (1955). Pri povrchovom sledovaní priebehu žily Ochsenkopf a Terézia v okolí Malého Tanádu, zistili sme i náhle vykarovania pri prechode z pyroxenického andezitu do pyroxén-amfibol  $\pm$  biotit-andezitu, resp. do propylitizovaného dacitu. V prípade žily Terézia nastalo aj jej rozmrštenie. Podobný jav možno pozorovať i na žile Rozália, kde po prechode z propylitizovaného dacitu do pyroxenického andezitu sa žila rozmrštuje a vyklinuje. Uvedené príklady poukazujú na dôležitosť štúdia tektoniky štiavnicko-hodrušských žíl v závislosti od petrografického prostredia.

Na našom území možno v niekoľkých prípadoch pozorovať i tektonickú súvislosť medzi líniami hlavných výlevov a priebehom rudných žíl. Tak je to v prípade tanádskeho hrebeňa, budovaného najmä pyroxenickým andezitom a pyroxén-amfibol  $\pm$  biotit-andezitom, ktorý javí nápadnú rovnobežnosť s priebehom žíl, ktoré ním prechádzajú. Dacitová žila prebiehajúca od Kamenného Závozu po údolie Hodrušských rybníkov ukazuje tesnú tektonickú spojitosť so žilou Rozália. Zaujímavá je náhla zmena v úklone štiavnických žíl, a to počínajúc so žilami, ktoré vystupujú na tanádskom hrebeni. Je však otázne, pokiaľ môže tento jav súvisieť s masívom granodioritu, ktorý upadá na východ a práve pod tanádsnym hrebeňom nadobúda prudký spád.

Pri terénnom výskume stretli sme sa s početnými prejavmi hydrotermálnych premien okolitých hornín (propylitizácia, kaolinizácia a prekretnenie). Podľa našich pozorovaní hydrotermálne premeny prebehli z veľkej časti pred hlavnou etapou zrudnenia. Mimoriadne markantné je to v prípade druhotných kvarcitov v okolí žily Bakali a Rozália. Aj na našom území sme pozorovali, že všetky kaolinizované pásma hornín nie sú bezprostredne viazané na hydrotermálne procesy. Miestami (západný svah Tanádu) kaolinizácia je vyvolaná hypergennými procesmi: vetraním pyritu, ktorý impregnuje propylitizovaný pyroxenický andezit a dacit.

#### ZÁVER

V okolí Hodrušských rybníkov, západne od Banskej Štiavnice sa vykonalo podrobné geologické mapovanie. Mapované územie patrí geologicky k mladovulkanickému štiavnickému pohoriu.

Okrem sedimentárnych sérií, ktoré sú zastúpené útržkami verfénskych



bridlíc, všetky rozlišované jednotky sú viazané na treťohorný vulkanizmus. Z andezitov vystupujúcich na našom území bol rozlišovaný pyroxenický andezit-propylit a pyroxén-amfibol  $\pm$  biotit-andezit-propylit. Obidve horniny tvoria prúdy, pričom pyroxén-amfibol  $\pm$  biotit-andezit pokrýva starší pyroxenický andezit. Granodiorit, ako to ukazujú profily dedičnými štôľňami, ktoré prechádzajú naším územím, má v hĺbke veľké rozšírenie, preto nemožno súhlasiť s názorom J. Hettlera (1952), že pri výskytoch granodioritu ide o výlevy alebo o nanajvýš hypoabysálne formy. Dacity vystupujú prevažne v podobe výrazne epigenetických telies alebo sledujú rozhranie dvoch jednotiek v podobe žily. Ojedinele tvoria i menšie prúdy.

Bola stanovená takáto sukcesia hornín: 1. *pyroxenický andezit* (propylit), 2. *pyroxén-amfibol  $\pm$  biotit-andezit-propylit*, 3. *amfibolicko-biotitický granodiorit*, 4. *pyroxén-amfibol-biotitický dacit*, 5. *dacitoidný andezit*. Uvedená sukcesia je vcelku zhodná so sukcesiami starších autorov. Postavenie pyroxenického andezitu a pyroxén-amfibolicko-biotitického dacitu oproti ostatným jednotkám je veľmi výrazné. Ostáva nevyriešená otázka pomeru granodioritu a pyroxén-amfibol  $\pm$  biotit-andezitu. Vzájomná sukcesia týchto hornín nie je ani na základe doterajšej literatúry, ani na základe našich pozorovaní bezpečne určená. Nie je isté ani postavenie dacitoidného andezitu.

Na území vystupujú rudné žily typu tak štiavnického, ako aj hodrušského. Čo sa týka časového zaradenia rudotvornej fázy, zrudnenie možno bezpečne pozorovať aj v dacitoch. Nie je teda opodstatnené zaradiť dacity do mladšej porudnej fázy podľa V. Čechoviča (1933) alebo do mediteránu II (ako to urobil J. Hettler 1952).

V mapovanej oblasti možno dobre pozorovať závislosť pravidelností žíl od petrografickej homogenity prostredia. Javí sa aj spojitosť medzi tektonickými líniami výlevov a priebehom žíl. Hojné sú hydrotermálne zmenené zóny v horninách, najmä v pyroxenickom andezite a dacite. Ide o propylitizáciu, prekremenenie a kaolinizáciu. Väčšina druhotných kvarcitov vznikla ešte pred hlavnou rudonosnou etapou. Zistili sa kaolinizované pásma, ktoré vznikli hypergénnym rozkladom pyritu, hojne impregnujúceho pyroxenický andezit a dacit.

20. X. 1955

*Katedra mineralógie a petrografie a  
Katedra geológie a nerastných surovín  
banickej fakulty Vysokej školy tech-  
nickej, Košice*

#### Geologická mapa oblasti Hodrušských rybníkov záp. od Banskej Štiavnice

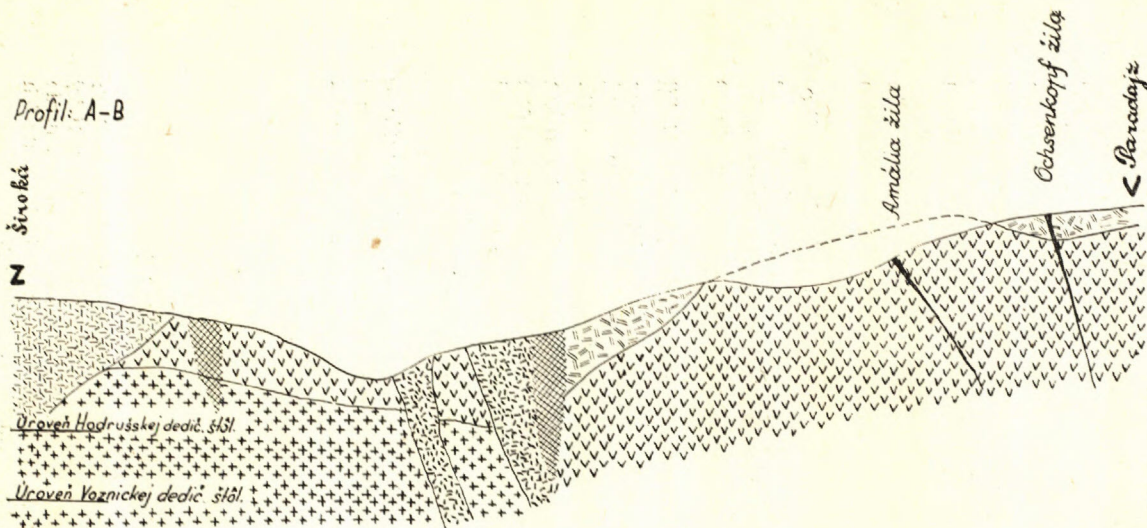
Legenda: 1. Sedimentárne série. 2. Pyroxenický andezit-propylit. 3. Pyroxén-amfibol  $\pm$  biotit-andezit-propylit. 4. Amfibolicko-biotitický granodiorit. 5. Pyroxén-amfibol-biotitický dacit-propylit. 6. Pyroxén-amfibol-biotitický dacit. 7. Dacitoidný andezit. 8. Prekremenenie a kaolinizácia. 9. Alúvium a elúvium. 10. Osady. 11. Skupiny starých drobných kutacích prác. 12. Opustené banské práce. 13. Pramene. 14. Rybníky.



Profil: A-B

Široká

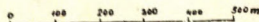
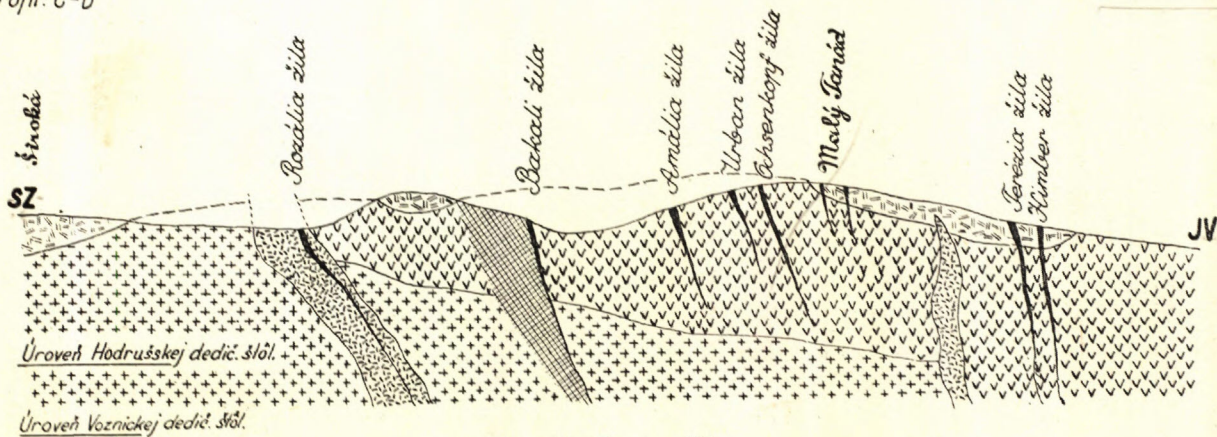
2



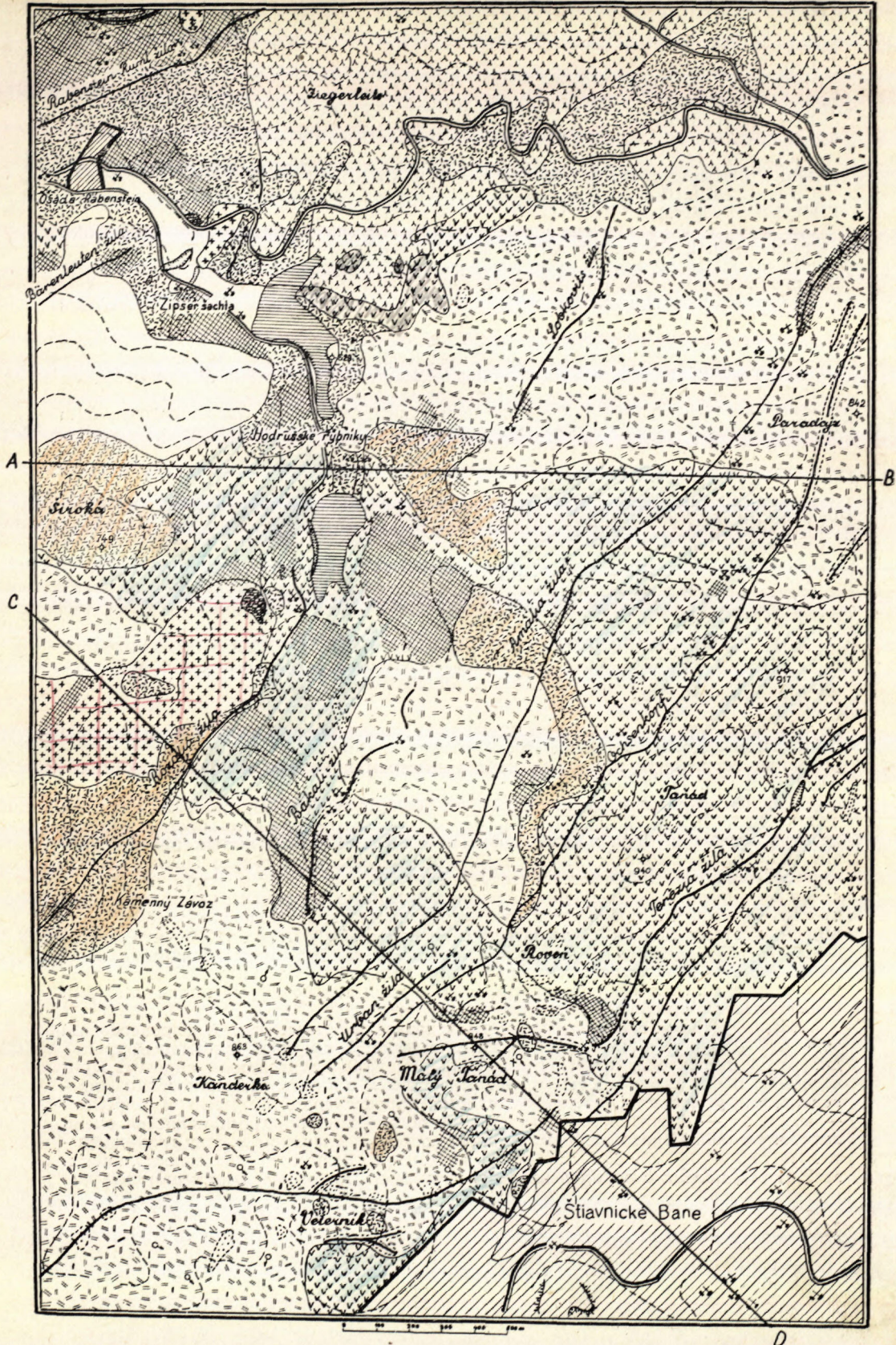
Profil: C-D

Široká

SZ









- Böckh H., 1901: Vorläufiger Bericht über das Altersverhältnis der in der Umgebung von Selmecbánya vorkommenden Eruptivgesteine. Földt. közl. Budapest.
- Čajková M., 1954: Zpráva o geologicko-petrografickom výskume okolia Banskej Štiavnice. List spec. mapy Banská Štiavnica 4662. Geologické práce. Zprávy 1. Bratislava.
- Cseh L. 1890: Über das geologische Profil des Schemnitzer Kaiser Francisci Erbstollens. Földt. közl. Budapest.
- Čechovič V., 1933: Nástin petrografického složení úložných poměrů třetihorních vyvřelin v Handlovské uhelné pánvi, Věstník GÚ, Praha.
- Fiala F., 1933: O současném stavu geologického výskumu Slovenského stredohoří, Sborník II. sjezdu čs. geografů v Bratislavě.
- Fiala F., 1937: Výskyt třetihorních hlubinných vyvřelin v severním poli XII. obzoru šachty Zikmund v Banské Štiavnici. Sborník ŠB múzea v Banskej Štiavnici.
- Hettler J., 1952: Předběžná zpráva o geologických poměrech střední části štiavnicko-hodrušského rudného obvodu. Věstník ÚÚG XXVII, 3—4. Praha.
- Hettler J., 1952: Příspěvek k poznání ložiskových poměrů štiavnicko-hodrušského rudního obvodu. Věstník ÚÚG XVII, 3—4. Praha.
- Klír St — Zeman J., 1955: Příspěvek k poznání tektoniky v štiavnicko-hodrušském rudním obvodu. Věstník ÚÚG XXX, 2. Praha.
- Lipold J., 1867: Der Bergbau von Schemnitz in Ungarn. Jahrbuch GRA XVII. Wien.
- Rozložník L. — Šalát J., 1954: Geologicko-petrografické a rudné pomery v oblasti Hodrušských rybníkov (rukopis). Košice.
- Šalát J., 1954: Petrografia a petrochémia eruptívnych hornín v oblasti Hodruša—Vyhne. Geologické práce, zoš: 39. Bratislava.

ЛАДИСЛАВ РОЗЛОЖНИК — ЯН ШАЛАТ

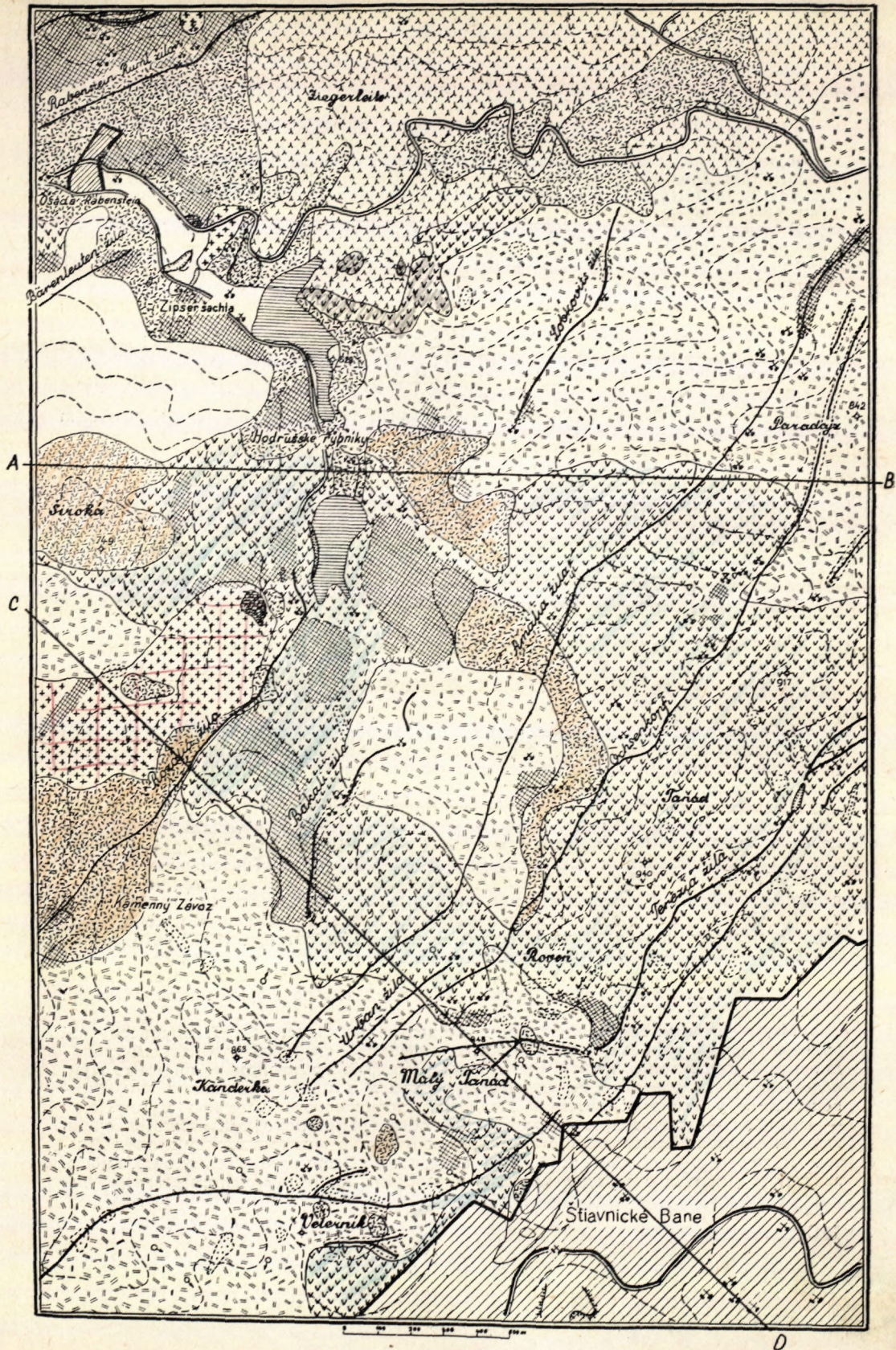
# **ДОКЛАД О ПОДРОБНОМ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТОГРАФИРОВАНИИ ОКРЕСНОСТЕЙ ГОДРУШСКИХ ПРУДОВ НА ЗАПАД ОТ ГОР. БАНСКА ШТИЯВНИЦА**

В окрестностях Годрушских прудов, на запад от города Банска Штиавница было произведено подробное геологическое картографирование. Картографированная территория принадлежит геологически к младовулканическим Штиавническим горам.

Кроме осадочных серий, которые представлены обломками верфенских сланцев, все определяемые единицы связаны с третичным вулканизмом. Из андезитов, имеющих на нашей территории, был определен пироксеновый андезит и пироксен-амфибол ± биотит андезит. Обе породы образуют потоки, причем пироксен-амфибол ± биотит андезит покрывают более древний пироксеновый андезит. Гранодиорит, как это видно по профилям наследственных штольней, которые проходят нашей территорией, значительно в глубине расширен, поэтому нельзя соглашаться с мнением И. Геттлера (1952), что месторождения гранодиоритов являются излияниями или-же гипобазальными формами. Дацинты находятся преимущественно в подобии выразительно эпигенетических тел, или-же следуют разграничение двух тел во форме жилы. Местами образуют и небольшие потоки.

Была установлена следующая последовательность пород: 1. пироксеновый андезит; 2. пироксен-амфибол ± биотит андезит; 3. амфибол-биотитовый гранодиорит; 4. пироксен-амфибол-биотитовый дацит; 5. дацитоподобный андезит. Приведенная последовательность в общем согласна с последовательностями, приведенными у старших авторов. Позиция пироксенового андезита и пироксен — амфибол — биотитового дацита между остальными породами является очень выразительной. Неразрешенным остается вопрос соотношения между гранодиоритом и пироксен-амфибол ± биотит андезитом. Взаимную последовательность этих пород нельзя с определенностью установить ни на основании старшей ли-







тературы, ни на основании наших исследований. Неопределенной является также позиция дацитовидного андезита.

На территории выступают рудные жилы, как типа штявницкого, так и годрушского. Что касается определения времени рудообразовательной фазы оруднение можно определенно наблюдать и в дацитах. Не является, следовательно, обоснованным включать дациты к порудной младшей фазе (по Чеховичу 1933, медитерран II), как это произвел И. Геттлер (1952).

В картографированной области можно отлично наблюдать зависимость правильности жил от прографической гомогенности среды. Проявляется также соотношение между тектоническими линиями излияний и ходом жил. Часты гидротермально измененные зоны в породах, главным образом, в пироксеновом андезите и даците. Это пропилитизация, окремнение и каолинизация.

Большинство вторичных кварцитов образовалось еще перед главным рудонесным этапом. Были найдены каолинизированные полосы, возникшие гипергенным разложением пирита, который в значительной степени импрегнует пироксеновый андезит и дацит.

20. X. 1955

Кафедра минералогии и петрографии  
и Кафедра геологии и ископаемого  
сырья Горного факультета ВТУЗ,  
Кошице

LADISLAV ROZLOŽNÍK — JÁN ŠALÁT

#### BERICHT ÜBER DIE GENAUE GEOLOGISCHE KARTIERUNG IN DER UMGEBUNG DER TEICHE „HODRUŠSKÉ RYBNÍKY“ WESTLICH VON BANSKÁ ŠTIAVNICA

Das kartierte Gebiet gehört geologisch dem jungvulkanischen Gebirge „Štiavnické pohorie“ an.

Mit Ausnahme der sedimentären Serien, welche durch Fetzen der Werfener Schiefer vertreten sind, sind alle unterschiedenen Einheiten mit dem tertiären Vulkanismus verknüpft. Unter den auf unserem Gebiete auftretenden Andesiten konnten wir pyroxenischen Andesit und Pyroxen-amphibol  $\pm$  Biotit-Andesit unterscheiden. Diese beiden Gesteine bilden Ströme, wobei der Pyroxen-amphibol  $\pm$  Biotit-Andesit den älteren Pyroxen-Andesit bedeckt. Der Granodiorit hat, wie die Profile durch die durch unser Gebiet führenden Erbstollen zeigen, in der Tiefe eine grosse Ausdehnung. Darum ist es unmöglich der Ansicht J. Hettlers (1952) beizustimmen, dass es sich bei den Granodioriten um Effusiva, oder höchstens hypoabyssale Formen handelt. Die Dacite treten überwiegend in der Form von ausdrucksvollen epigenetischen Körpern auf, oder sie folgen der Grenze zweier Einheiten in der Form eines Ganges. Vereinzelt bilden sich auch kleinere Ströme.

Es wurde folgende Gesteinsukzession festgestellt: 1. Pyroxenischer Andesit; 2. Pyroxen-Amphibol  $\pm$  Biotit-Andesit; 3. amphibolisch-biotitischer Granodiorit; 4. Pyroxen-amphibol-biotitischer Dacit; 5. dacitoider Andesit. Die angeführte Sukzession ist im Grossen und Ganzen im Einklang mit den durch die älteren Autoren angeführten Sukzessionen. Die Stellung des pyroxenischen Andesits und des Pyroxen-amphibolisch-biotitischen Dacits gegenüber den übrigen Einheiten ist sehr ausdrucksvoll. Ungelöst bleibt die Frage des Verhältnisses des Granodiorits zum Pyroxen-Amphibol  $\pm$  Biotit-Andesit. Die gegenseitige Sukzession dieser Gesteine konnte weder auf Grund der bisherigen Literatur noch auf Grund unserer Beobachtungen mit Sicherheit festgestellt werden. Auch die Stellung des dacitoiden Andesits ist nicht sicher.

Auf dem kartierten Gebiete treten Erzgänge sowohl vom Štiavnica-er, als auch vom Hodruša-er Typus auf. Für die zeitliche Einreihung der erzbildenden Phase ist die Tatsache wichtig, dass die Vererzung auch in den Daciten mit Sicherheit beobachtet werden kann. Also ist es nicht begründet, die Dacite in die jüngere, Nacherzphase (nach Čechovič 1953 Mediterran II), zu stellen, wie es J. Hettler (1952) tut.

Im kartierten Gebiete kann man die Abhängigkeit der Regelmässigkeit der Gänge von der petrographischen Homogenität des Mittels gut beobachten. Augenscheinlich ist auch



der Zusammenhang zwischen den tektonischen Linien der Ergüsse und dem Verlauf der Gänge. Häufig sind hydrothermal veränderte Zonen in den Gesteinen, besonders im pyroxenischen Andesit und Dacit. Es handelt sich um Propylitisation, Verquarzung und Kaolinisation.

Die Mehrzahl der sekundären Quarzite entstand noch vor der Hauptetappe der Erzführung. Es wurden kaolinisierte Zonen festgestellt, welche durch hypergene Zersetzung des den pyroxenischen Andesit und Dacit reich impregnierenden Pyrits entstanden sind.

20. X. 1955

*Katheder für Mineralogie und Petrographie und  
Katheder für Geologie und mineralische Rohstoffe  
der Bergfakultät der Technischen Hochschule  
Košice*

Übersetzt aus dem slowakischen von V. Dlabačová



MILOSLAV BÜHMER — JÁN VALACH

# **PREDBEŽNÁ ZPRÁVA O VÝSKUME ANTIMONITOVÝCH LOŽÍSK V DÚBRAVE NA SEVERNOM SVAHU NÍZKYCH TATIER**

*(Ruské a nemecké resumé)*

V letných mesiacoch roku 1953 sme robili výskum antimonitových ložísk v Dúbrave. Vykonali sme povrchové mapovanie širšieho okolia ložísk. Na západe nadviazali sme na mapu J. Koutka (1931), na východe na mapu R. Kettnera (1927) a južnou hranicou bol hlavný nízkotatranský hrebeň (Chabenec). Banským mapovaním sme detailne sledovali pomery na ložisku, najmä na južnej a strednej časti žilového pásma (Ostredok, Chabenec, Pekelná, Predpekelná). Pomery zo severnej časti žilového pásma (Dechtárka) uvádzame len do tej miery, pokiaľ sú potrebné pre vysvetlenie celkových pomerov.

V mapovanom území z hornín nízkotatranského kryštallického jadra vystupujú žulové horniny rôznych typov (granodiorit až kremitý diorit, prašivská žula, pegmatity a aplity), podradne aj žuloruly a amfibolity. Prašivská žula tvorí väčšinu zmapovaného územia a vystupuje vo vyšších pásmach žulového jadra, kým v nižších sa striedajú obyčajne leukokrátne aplitické žuly s granodioritickými horninami. Prašivská žula obsahuje jednak nepravidelné vyrastlice ružových draselných živcov, jednak vyrastlice viacernej idiomorfnej, o veľkosti až 2—3 cm. Pegmatity vystupujú v oboch typoch žúl a vykazujú jednoduchú zonárnosť. Miestami, na kontakte s okolitou horninou, je vyvinutá biotitová zóna (Ostredok), ale spravidla aplitoídná zóna, ktorá sa smerom k centru mení na kremeno-živcovú zónu s ružovými draselnými živcami. Na základe mikroskopického štúdia sme konštatovali nápadnú zhodu medzi porfyrickými vyrastlicami draselných živcov prašivskej žuly a pegmatitovými živcami. Toto, ako aj celkové geologické pomery oprávňujú predpokladať, že pegmatitové roztoky mali podstatný vplyv na vznik prašivskej porfýrovitej žuly. Niekedy je vyvinuté v pegmatitoch kremenné jadro, ktoré sa však častejšie vyskytuje vo forme kremitých, pegmatitových žíl. Na viacerých miestach sú pegmatity impregnované antimonitom a pyritom, ba aj hydrotermálne zmenené, čo jasne dokazuje, že antimonitové zrudnenie je mladšie ako pegmatitové žily. Žulové horniny boli intenzívne tektonicky namáhané, čo sa prejavuje existenciou rôznych typov mylonitov. Obyčajne v podloží obalových jednotiek (kremence, verfenské bridlice) sa vyskytujú kakirity v Quenselovom zmysle (1919). Slabšie drvené úlomky hornín a minerálov v kakiritoch sú so všetkých strán obklopené tržnými a šmykovými plochami. Biotit je miestami rozmazaný, inten-



zívne chloritizovaný a spolu so zrnkami kremeňa tvorí dislokačnú drvinu. Po puklinách sú často limonitické povlaky, ktoré vznikli rozkladom biotitu. Hornina je sfarbená od sekundárneho chloritu do zelenkasta. Intenzívnejšou metamorfózou vznikli mylonitické bridlice v Quenselovom zmysle. V ďalšom hornina nadobúda až brekciovitý vzhľad a rekryštalizácia je už pomerne výrazná.

Na žulu na severnom okraji transgreduje obal nízkotatranského jadra — kremité arkózy a kremence, s polohami pestrých verfenských bridlíc, ktoré sú však mohutnejšie vyvinuté v nadloží kremencov. Miestami na kremenoch a verfenských bridliciach ležia brekciovité dolomity a dolomitocké vápence (spodný trias), vzniknuté zrejme nasunutím príkrovu. Príkrrovové jednotky, spodný križnianský príkrov na zmapovanom území je tvorený tmavými dolomitmi a strednotriasovými dolomitickými vápencami, niekedy so značnou organogénnou prímесou, čo dáva hornine výrazne čiernu farbu a bitúmenový zápach (dolina Kľačianka).

Antimonitové ložiská v Dúbrave majú veľa príbuzných znakov s ostatnými výskytmi antimonitu v Nízkych Tatrách a môžeme ich zadeliť ku kremitej formácii antimonito-zlatých rúd. Ako odchýlku od typických ložísk, ktoré patria do tejto formácie akým je napr. Magurka, môžeme uviesť podstatne nižší obsah zlata.

Dúbravské výskytty Sb tvoria výrazné žilové pásmo S—J smeru značnej smernej dĺžky.

Hlavné žily sú často sprevádzané sériou odžilkov a vedľajších žíl, ako to možno dobre pozorovať v strednej časti žilového pásma. Hlavnú žilu S—J smeru tu sprevádza systém vedľajších žíl, ktoré podľa ich vzťahu k hlavnej žile môžeme rozdeliť na dve skupiny. Časť týchto žíl sa nachádza v bezprostrednej blízkosti strmo uklonenej hlavnej žily v jej tesnom nadloží alebo podloží a pripája sa k hlavnej žile v horizontálnom aj vertikálnom reze. Charakteristický je malý sklon týchto žíl, ktorý býva okolo 25°. Ich rozmery nie sú veľké. Vzdďaľovaním sa od hlavnej žily pomerne rýchle vyklíňujú. Priestorová viazanosť týchto žíl na hlavnej žile a mineralizácia zhodná s hlavnou žilou oprávňuje predpoklad, že ide o sperené pukliny, vzniknuté v okolí hlavnej žily, ktorá má charakter hlavnej dislokácie. Významné sú najmä tie miesta, kde sa sperené žily vyvinuli ako krátke komorovité trhliny. V takýchto priestoroch sú uložené bohaté šošovky kusového antimonitu.

V ďalšom podloží hlavnej žily sú otvorené ešte ďalšie žily so smerom prevažne na SV. Tieto žily v dôsledku ich samostatnej polohy a značných rozmerov nemožno stotožňovať so sperenými žilami. Sú to samostatné žily viazané na podružnejšie dislokácie. Ich rozmery, smerná dĺžka a najmä hĺbka, do ktorej zasahujú, sú podstatne menšie ako pri Hlavnej žile.

Celý žilový systém, tvorený Hlavnou žilou, sperenými žilami a žilami v ďalšom podloží, aj keď vykazuje značné morfológické odlišnosti a odchýlnu priestorovú orientáciu jednotlivých žíl, vykazuje v podstate rovnakú mineralizáciu celého žilového systému a nedá sa predpokladať, že by tu boli zastúpené žily podstatne rozdielneho veku.

Tektonická porušenosť horniny v blízkosti žíl, množstvo tektonického ílu v samotnej žile a vznik sperených puklín oprávňuje predpoklad, že rudné výskytty sú viazané na dislokačné pásmo, kolmé na os antiklinály Nízkych Tatier.



Na severnom okraji žilového pásma je podľa terajšieho stavu banských prác známy výlučne morfológický typ mierne uklonených žíl, takže táto časť sa značne líši od ostatných častí žilového pásma, kde prevládajú strmo uklonené žily. V tomto úseku majú žily sklon len okolo  $25^{\circ}$  pri smere okolo  $15^{\circ}$ . Ich tvar je veľmi nepravidelný, takže žila je zložitou topografickou plochou. Tvarom sa tieto žily značne podobajú spomínaným spereným žilám zo strednej časti žilového pásma, majú však podstatne väčšie rozmery. Za terajšieho stavu banských prác je ťažko jednoznačne zdôvodniť morfológickú odlišnosť žíl na severnom okraji žilového pásma. Sú tu viaceré faktory, ktoré môžu ovplyvňovať túto podstatnú morfológickú rozdielnosť. Pri antiklinálnej stavbe Nízkyh Tatier, značne denudovanej pri žilovom pásme S—J smeru, severná časť, ktorá leží ďalej od centra antiklinály predstavuje podpovrchovejšie časti žilového pásma v porovnaní so strednou a južnou časťou. Vo svojej podpovrchovej časti každý žilový systém spravidla vykazuje v dôsledku zložitého rozvetkovania odlišnosti oproti hlbším polohám. Ďalej treba brať do úvahy to, že severná časť žilového pásma leží bližšie k pôvodnej okrajovej časti žilového masívu. V okrajových častiach žilových masívov bývajú spravidla hojne zastúpené systémy okrajových puklín a dislokácií, vyznačujúcich sa veľmi často práve miernym úklonom.

Bez ohľadu na to, ktorý z uvedených faktorov viac vplýva na morfológickú odlišnosť antimonitových žíl na severnom okraji žilového pásma oproti jeho južnejším častiam, môže sa pokladať za isté, že tieto mierne uklonené žily nemôžu byť samostatným štruktúrnym typom. Ložiská antimonitu, ako je známe, vznikajú v najvrchnejších častiach zemskej kôry, ďaleko od magmatických zdrojov. Prírodnými kanálmi hydrotermálnych roztokov sú vždy hlboko siahajúce, strmo uklonené dislokácie, ktoré majú spravidla aj veľkú smernú dĺžku. Mierne uklonené dislokácie alebo pukliny nemôžu však siahať do veľkých hĺbok a aj ich rozmery bývajú obmedzené. Ak sú takéto dislokácie alebo pukliny zrudnené antimonitom, musíme predpokladať ich spojenie so strmo uklonenými dislokáciami, ktoré sú vlastnými prírodnými kanálmi hydrotermálnych roztokov. Na základe tejto úvahy môžeme aj v severnejších častiach dúbavského žilového pásma predpokladať spojenie mierne uklonených žíl so strmo uklonenými dislokáciami. Sledovanie tohto predpokladu môže mať aj značný praktický význam. Intenzita zrudnenia mierne uklonených žíl bude okrem iných faktorov s veľkou pravdepodobnosťou kontrolovaná polohou prírodných kanálov (strmo uklonených do rudných dislokácií). Časť takýchto prírodných kanálov môže byť tiež zrudnená, čiže inými slovami aj v severnejších častiach žilového pásma, kde sú doteraz banskými prácami otvorené len mierne uklonené žily, možno predpokladať aj výskyt strmo uklonených žíl, aké prevládajú v strednej a južnej časti žilového pásma.

Ako sme už uviedli, žily majú ráz zrudnených poruchových pásiem, vyplnených v bezrudných intervaloch tektonickým ílom. Z rudných minerálov v žilovine kvantitatívne prevláda antimonit, ktorý sa vyskytuje v bohatých častiach žíl ako kusová ruda, najčastejšie v celistvom až drobnokryštalikom vývoji. Ďalej sa vyskytuje vo forme impregnácií v kremeň a v rozloženej žule. Ďalším najbežnejším minerálom je pyrit, ktorý sa vyskytuje ako impregnácia v kremeň v celom rozsahu žilového pásma. Niektoré časti žíl na severnom okraji žilového pásma, kde pyrit vystupuje často aj bez pod-



statnejšieho podielu kremeňa, sa vyznačujú veľkým množstvom masívneho pyritu. Ďalšie uvádzané minerály sa vyskytujú zriedkavo. Sú to síroantimonitany, jamesonit a tetraedrit. Okrem chalkografického výskumu Matherný identifikoval jamesonit analiticky aj röntgenograficky. Chalkopyrit bol nájdený tiež len ako ojedinelý výskyt na najspodnejšom horizonte strednej časti žilového pásma. Z nerudných minerálov absolútne prevláda kremeň, ktorý sa vyskytuje vo viacerých generáciách, uhličitaný: ankerit a kalcit a málo barytu. Oxydačné pásmo žíl je minimálne, často aj pár metrov pod povrchom nebadáme podstatné prejavy oxydácie.

Hydrotermálny pochod prebiehal vo viacerých etapách, ktoré bez detailizovania môžeme charakterizovať takto: v najstaršej perióde kryštalizoval kremeň prvej generácie spolu s menšími množstvami pyritu. Druhá perióda je reprezentovaná antimonitom spolu s kremeňom, ktorý sa pri páskovitej textúre rytmicky opakuje, alebo, a to je častejšie, kremeň a antimonit sa nepravidelne prerastajú. Pri kremeňi tejto druhej generácie často badať pri mikroskopickom pozorovaní idiomorfný výboj. Kryštalizácia uhličitanov spolu s antimonitom sa diala len v malom množstve, ich prevažná časť kryštalizovala ako najmladší člen spolu s malými množstvami síroantimonitanov. Zaradenie kompaktného pyritu zo žíl severnej časti žilového pásma je dosť obťažné. Vyskytuje sa na žilách, prípadne častiach žíl úplne samostatne, preto môžeme predpokladať jeho vznik v samostatnej perióde. Je známe len niekoľko miest, kde by boľo možné sledovať styk žilnej výplne antimonitu s touto generáciou pyritu. Z jedného miesta sme získali vzorky, v ktorých sa pyrit vyskytuje v podobe útržkov v antimonite. Keďže ide o malý počet pozorovaní, stanovujeme starší vek tohto pyritu voči antimonitu len pravdepodobne.

Hydrotermálne roztoky spôsobili v blízkosti žily intenzívnu premenu hornín. Podávame tu jej stručnú charakteristiku. Hydrotermálne zmenená žula pri mikroskopickom pozorovaní sa javí ako stredno- až hrubozrnná, železná, silne prekremenená hornina. Mikroskopickým výskumom sme konštatovali tieto minerály:

Kremeň patrí viacerým generáciám. Kremeň intenzívne kataklázovaný do všetkých stupňov, niekedy šachovnicovite undulózny je zrejme najstarší a je súčasťou pôvodnej horniny. Impregnácie antimonitu, pokiaľ sa v ňom nachádzajú, sú viazané na výrazné pukliny. Hydrotermálny kremeň, ktorý vznikol v súvisi s prenikaním hydrotermálnych roztokov, je mladší. V pomere k predošlému tvorí obyčajne veľké a zachované individuá. Antimonit je v ňom nepravidelne roztrúsený a nie je viazaný na tektonické deformácie. Treťou generáciou kremeňa hydrotermálne premenenej žuly je posthydrotermálny kremeň, ktorý vznikol pri rôznych druhotných premenách, ako napr. pri sericitizácii. Má obyčajne malé rozmery zŕn a neobsahuje žiadne rudné impregnácie.

Živce sú rozmanité, podľa charakteru pôvodnej horniny. Množstvo zachovaných zŕn pribúda so vzdďľovaním sa od rudnej žily. Sú veľmi intenzívne zmenené, najmä na sericit. Sľudy sú v opisovanej hornine mechanicky deformované, a najmä chemicky menené. Biotit je baueritizovaný a chloritizovaný, pričom sa uvoľňuje sagenit a leukoxén. Biotit je obyčajne výrazne porušený aj morfológicky, pričom stupeň tejto porušenia tiež klesá so vzdďľovaním sa od žily. Primárneho muskovitu je málo, väčšinou je



sekundárny. Z akcesórií vo vzdialenejších partiách je prítomný apatit. Rudné minerály sú reprezentované pyritom, a najmä antimonitom, ktorý sa v preexistujúcich mineráloch vyskytuje obyčajne v puklinách, kým v syngenetickom kmeni tvorí nepravidelné impregnácie. Zo sekundárnych minerálov je prítomný epidot, ktorý vznikol jednak pôsobením hydrotermálnych roztokov na plagioklasy a biotit, jednak v neskorom hydrotermálnych fázach, keď tvorí v hornine tenké žilky bez podstatnejších vplyvov na okolie. V tomto prípade epidot nachádzame spravidla v asociácii s kalcitom, spektularitom a pyritom. Staršia generácia epidotu v okolí rudných žíl vzniká najmä zo živcov a biotitu. Ďalší sekundárny minerál — sericit vznikol premenou živcov. Jeho množstvo, čo konštatuje aj Koutek (1931), je v priamej závislosti od porušenia okolitej horniny. Teda významnejšia je porušenosť horniny ako samotné hydrotermálne účinky. Ďalší sekundárny minerál vyskytujúci sa v zmenenej žule je chlorit.

Záverom môžeme konštatovať o hydrotermálne zmenenej žule na základe makroskopického i mikroskopického štúdia toto:

1. Tesne pri antimonitovej žile hornina je tak intenzívne prekremenená, že okrem kremeňa (pôvodný aj hydrotermálny) impregnovaného antimonitom a nepatrných reliktov ostatných žulových minerálov nemožno pozorovať nič iné. Túto zónu možno nazvať kremennou zónou.

2. Ďalej od kontaktu živce tvoria nevelké reliktu, biotit je premenený obyčajne na epidot alebo je baueritizovaný. Primárny horninový kremeň je pomerne intenzívne korodovaný. Za charakteristický minerál tejto zóny treba považovať epidot. Prekremenenie je značné, dobre možno pozorovať obe generácie kremeňa, pôvodný aj hydrotermálny. Túto zónu možno výstižne nazvať epidotovou zónou.

3. Ďalej od kontaktu sa hornina zložením približuje normálnej žule. Biotit a živce sú ešte hydrotermálne rozložené, ale spravidla len po okrajoch. Z akcesórií je prítomný apatit, ktorý v predošlých zónach nebolo možné konštatovať. Impregnácie antimonitu sú tu už zriedkavé. Túto zónu najmenej hydrotermálne zmenenú vzhľadom na hojnosť pomerne zachovaných živcov možno nazvať živcovou zónou.

Pretože pásma hydrotermálne zmenenej žuly niekedy dosahuje značné rozmery, výskyty hydrotermálne zmenenej žuly sú jedným z vhodných vyhladávacích príznakov.

Na základe paragenézy, tvaru ložiska a charakteru premeny okolitej horniny môžeme dúbavské rudné výskyty zaradiť ku genetickému typu žilových epitermálnych ložísk.

Ak sa však snažíme bližšie objasniť niektoré otázky genézy ložiska, napríklad stanoviť závislosť hydroteriem od určitého komplexu magmatických hornín, narážame na ťažkosti, ktoré sú pri riešení podobných otázok typické práve pre epitermálne ložiská.

Pri riešení otázky možného zdroja hydroteriem musíme zobrať do úvahy niektoré charakteristické vlastnosti epitermálnych ložísk, ktoré sú typické práve pre ložiská antimonitu:

- a) ložiská sa pokladajú nepochybne za hydrotermálne, viazané na magnetické horniny kyslého zloženia;

- b) hydrotermálne roztoky sa využívajú na migráciu výrazných tektonických zón, siahajúcich do značných hĺbok;



c) ložiská antimonitu vznikajú v pomerne veľkej vzdialenosti od miesta vzniku hydroteriem.

Geologické postavenie ložísk Sb v Dúbrave je také, že ložiská ležia na dnešnom povrchu značne erodovaného žulového masívu a sú viazané na dislokácie, ktoré vznikli už po utuhnutí masívu do značných hĺbok i po vzniku puklín v už utuhnutom masíve, vyplnených pegmatitmi. Za takéhoto stavu, keď uvažíme uvedené charakteristické vlastnosti epitermálnych ložísk, nemôžeme uvažovať o genetickej závislosti ložísk od častí žulového masívu nachádzajúcich sa na dnešnom povrchu. Zdrojom hydrotermálnych roztokov mohli byť alebo hlboké koreňové zóny variského žulového masívu geochemicky aktívne ešte dlho po utuhnutí jeho vrchných častí, alebo s týmito masívami nijak nesúvisiaci magmatizmus alpského orogénu, ktorého rozšírenie a formy pri dnešnej hĺbke erózie nie sú bližšie známe. Ak uvažíme, že formácia ložísk Sb je výrazne viazaná na viaceré jaderné pohoria, je prvý predpoklad omnoho pravdepodobnejší.

Pri takýchto málo tesných genetických vzťahoch Sb ložísk k magmatickým horninám geologické štruktúry, v našom prípade predovšetkým určité systémy dislokácií a puklín, sú prvoradým kritériom pre vyhľadávanie ložísk.

7. XI. 1954

*Katedra nerastných surovín,  
Katedra mineralógie a petrografie  
geologicko-geografickej fakulty  
Univerzity Komenského, Bratislava*

#### LITERATÚRA — ЛІТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Koutek, 1931: Geologické studie na severozápade Nízkých Tater. Sborník Štát. geol. ústavu IX, 1930. Praha 1931.

Kettner R., 1927: Předběžná zpráva o dosavadních geologických výzkumech v Nízkých Tatrách, Rozpravy II. tř. Čes. akad. XXXVI. Praha.

Quensel P., 1919: Zur Kenntnis der Mylonitbildung aus dem Knebekeisegebiet. (Bull. of the Geol. Inst. of the Univerzity of Upsala, Bd. XV.)



# **ПРЕДВАРИТЕЛЬНОЕ СООБЩЕНИЕ ОБ ИССЛЕДОВАНИИ АНТИМОНИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СЕЛ. ДУБРАВА НА СЕВЕРНОМ СКЛОНЕ НИЗКИХ ТАТР**

В области дубравских антимонитовых месторождений (Низкие Татры) выходят гранитовые породы различных типов: Гранодиорит вплоть до кварцевого диорита, порфиновый прашиевский гранит, пегматиты, аплиты. Второстепенно представлены и гранитогнейсы и амфиболиты. Антимонитовые месторождения находятся в гранитовых породах. Рудные месторождения образуют зону перпендикулярного направления к осе послепалеогенной антиклинали Низких Татр. Можем наблюдать два морфологических типа жил: Крутонаклонную главную жилу северо — южного направления а в ее подошве умеренно наклоненные жилы, которые являются орудненными, разветвленными трещинами и разветвляющиеся от выразительно орудненной дислокационной зоны главной жилы. Жильная вставка бедна количеством минералов. Из рудных минералов здесь находится антимонит, пирит и во второстепенном количестве ямессонит, тетраэдрит и халькопирит. Из нерудных минералов самый частый кварц, находимся кварц I. генерации, пирит, потом кварц II. генерации с антимонитом а самыми младшими являются различные карбонаты. Гидротермальные растворы также и карбонаты. По возрасту самыми древними жильными минералами являются кварц I. генерации, пирит, потом кварц II. генерации с антимонитом а самыми младшими являются различные карбонаты. Гидротермальные растворы вызывали в близости жилы интенсивное изменение около расположенных гранитовых пород. На основании минеральных парагенезисов (вторичных) была определена определенная вторичная зональность породы в окрестности рудной жилы. Тесно на контакте с жилой порода сильно окремененная (зона кварцевая), дальше можем отлично видеть очень интенсивное изменение полевых шпатов, характерным является множество вторичного эпидота (зона эпидотовая), потом постепенно становятся полевые шпаты все более нетронутыми (зона полевых шпатов), наконец постепенно порода переходит в нормальную — нетронутую породу. Таким способом измененный гранит нами назван гранитом гидротермально измененным и является диагностическим признаком наличия рудных месторождений, поэтому при исследовательно — разведочных работах надобно проявить существенное внимание его картографической съемке и распространению.

Описуемые месторождения принадлежат генетически к месторождениям эпитепмальным. Источник гидротермальных растворов надо искать в коренных зонах варисского гранитного массива, которые были геохимически активные еще после затвердения его верхних частей.

7. XI. 1954

Кафедра минерального сырья и Кафедра минералогическо — петрографическая Факультета геолог. — географ. наук Университета им. Коменского, Братислава



VORLÄUFIGER BERICHT ÜBER DIE ERFORSCHUNG DER ANTIMONITLAGERSTÄTTE  
IN DÚBRAVA AM NORDHANG DER NIEDEREN TATRA

Im Gebiet der Antimonitlagerstätten von Dúbrava (in der Niederen Tatra) treten Granitgesteine von verschiedenen Typen auf. Es finden sich hier Granodiorit bis Quarzdiorit, Porphyrganit vom Prašivá — Typus, Pegmatite und Aplite. Untergeordnet sind auch Granitgneise und Amphibolite vertreten. Die Antimonitlagerstätten kommen in Granitgesteinen vor. Die Erzvorkommen bilden einen Gangzug senkrecht an die Achse nachpaleogener Antiklinale der Niederen Tatra. Man kann zwei morphologische Gangtypen unterscheiden: einen steilabfallenden Hauptgang von nordsüdlicher Streichrichtung und in seinem Liegenden mässig geneigte Gänge, die eigentlich vererzte gefiederte Risse vorstellen und sich von der deutlich vererzten Dislokationszone der Hauptader abzweigen. Die Gangfüllung ist, was die Menge von Mineralien angeht, arm. Von den Erzmineralien finden sich hier Antimonit, Pyrit und in untergeordneten Mengen Jamesonit, Tetraedrit, Chalkopyrit. Von den erzlosen Mineralien kommt am häufigsten Quarz vor, aber auch Karbonate sind anwesend. Die ältesten Gangminerale sind Quarz aus der ersten Generation Pyrit, sodann Quarz der II. Generation mit Antimonit. Die jüngsten sind die Karbonate. Hydrothermale Lösungen haben in der Nähe des Ganges eine intensive Umwandlung der umliegenden Granitgesteine bewirkt. Auf Grund der mineralischen Paragenesen (sekundärer Natur) wurde eine gewisse sekundäre Zonenfolge des Gesteins in der Umgebung des Erzganges festgestellt. Dicht am Gangkontakt ist das Gestein stark verquarzt (Quarzzone). Ferner lässt sich eine sehr intensive Feldspatumwandlung feststellen. Auch ist die Menge von sekundärem Epidot charakteristisch (Epidotzone). Sodann finden wir Feldspat besser erhalten (Feldspatzone) bis das Gestein allmählich in das normal erhaltene umliegende Gestein übergeht. Den so veränderten Granit haben wir hydrothermal veränderten Granit benannt. Er ist das diagnostische Kennzeichen für das Vorkommen von Erzlagerstätten. Daher muss ihm bei Forschungs- und Untersuchungsarbeiten und seiner Kartierung, sowie seinem Verlauf entsprechende Aufmerksamkeit zugewandt werden.

Die beschriebenen Lagerstätten gehören genetisch zu den ephithermal Lagerstätten. Als Quelle der hydrothermalen Lösungen ist es nötig die Tiefzonen des Granitmassivs des variskischen Alters zu betrachten, welche nach der Verhärtung der unteroberflächlichen Teile noch weiter geochemisch aktiv waren.

7. XI. 1954

*Kathedr für Mineral-Rohstoffe und Kathedr  
für Mineralogie und Petrographie der geolo-  
gisch-geographischen Fakultät an der Ko-  
menský Universität, Bratislava*

Aus dem slowakischen übersetzte J. Petreas.



ZDENĚK PÁCAL

## STRUČNÝ NÁSTIN HISTORIE DOLOVÁNÍ NA ZINKOVÉ A OLOVĚNÉ RUDY U ARDOVA

*(Ruské a německé resumé)*

Ložiska zinkových a olovených rud v okolí Arдова představují metasomatický typ zrudnění, které proběhlo v triasových vápencích Jihoslovenského krasu. Kromě karbonátových rudních minerálů jsou přítomny též sirníky zinku a olova s podílem stříbra.

O začátku dolování v okolí Arдова nebyly zatím nalezeny přesné zprávy. Většina autorů uvádí podle L. M a d e r s p a c h a [5] rok 1680 jako počátek těžby zinkových rud. Tentýž autor popisuje dobu od roku 1680 do sedmdesátých let minulého století, kdy byly těženy převážně jen sirníky. Při návštěvě Prusů v roce 1876 byl jimi na haldách objeven kalamín ( $\text{ZnCO}_3$ ), do té doby vyvážený jako hlušina. Přeorientování na těžbu karbonátů znamenalo značný rozvoj dolů a v téže době byly v okolí Plešivce podniknuty rozsáhlé vyhledávací práce. Byla ohlášena celá řada nálezů (Vigtelke-Vichtelka, Szalócz-Solovce, Borzova, Ardócska-Ardočka, Szilas, Kecső-Kečovo, Imola, Horka, Nastraj, Teresteny, Szőlő-Ardó — Viničný Ardiv a jiné). Středem důlního podnikání byla šachta Roman, založená v jižním výběžku údolí táhnoucího se na východ od Arдова. Šachta byla vyhloubena na místě zvaném Banisko (Bányiszko, Bánka), kde již byly starší důlní práce. V roce 1877 byla hloubka šachty 38 m. Další šachta byla v údolí Lyukostya. Kutací práce, i když hlavně průzkumného rázu, byly v okolí Arдова značně rozšířené, jak ukazuje přiložená mapka (obr. 1).

Před I. světovou válkou byly doly v provozu v letech 1909—1914 jako podnik Samuels Freude Zinkerzgrube. Podle archivních zpráv a výpovědi Jana Repky, který na dole pracoval, byly práce převážně průzkumného rázu a ražené chodby měly za úkol zjistit rozsah ložiska. Zprávy o dolování [10] v Maďarsku z let 1912, 1913 a další uvádějí slabé výnosy při těžbě rud u Arдова. Podle některých údajů nedošlo k rozšíření dolu a k zvýšení těžby proto, že po vypuknutí války byl důl opuštěn pro nedostatek pracovních sil. Těžilo se na šachtě vyhloubené asi 25 m na jihovýchod od starší šachty Roman, která v té době již byla zavalena. Hlavní šachta byla 120 m hluboká, z čehož spodních 20 m sloužilo jako jímka pro vodu. Značný přítok vody (asi 200 l za min.) byl čerpán dvěma čerpadly na povrch.

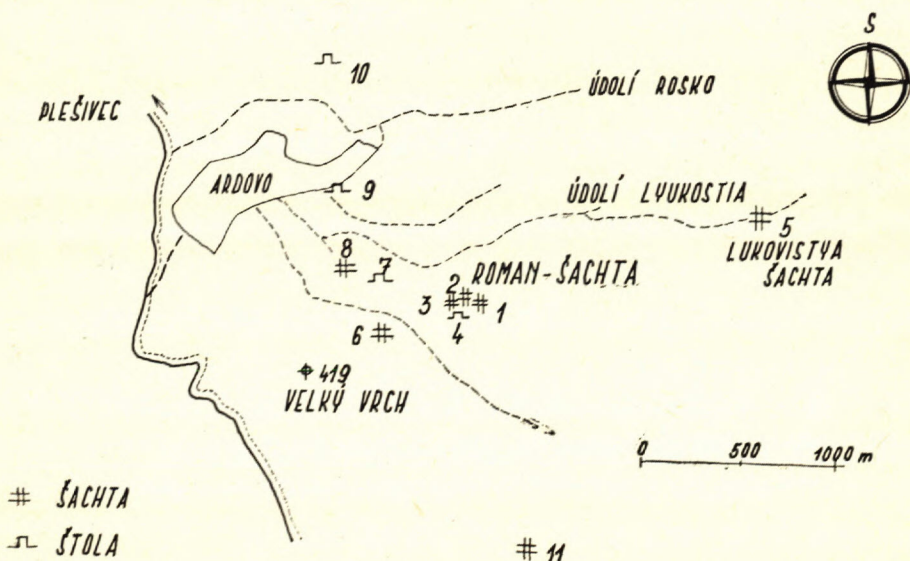
Patra byla ražena v hloubkách 50 m, 80 m a 100 m. V hloubce 50 m byly raženy 4 chodby různých směrů; z nich 3 narazily na rudu. Ve stometrové hloubce byla nejdelší štola ražena směrem k Plešivci. Tato šachta, podobně jako starší šachta Roman, je v dnešní době zavalena. Na západ od ní



ve stráni blízko starých dobývek byla hloubena pomocná šachta (nově otevřená před II. světovou válkou) do hloubky 50 m. Odtud vedla šikmina směrem na hlavní šachtu k horizontu v hloubce 100 m. Pamětník těžby se zmiňuje o pozoruhodném nálezu rudy na této šikmině v hloubce 88 m. Po vyčerpání vody ze šachty při posledním výzkumu před II. světovou válkou byl u tohoto místa zjištěn zával znemožňující přístup do hlubších částí dolu.

Důlní práce byly v režii pruské společnosti (dědicové J. Giescheho), která rudu odvážela; práce na dole, kde bylo v těchto letech zaměstnáno asi 70—80 lidí, řídil F. Heller. Odvážená rudnina obsahovala nejméně 60 % zinkové a olověné rudy. Kromě karbonátů byly v hlubších partiích dolu sulfidy zinku a olova. V růžových vápencích z dolu byl údajně vyšší obsah stříbra. Podle zachovaných zpráv nebylo ve větší hloubce nalezeno ložisko sulfidů, které by mělo značnější význam; naopak, s přibývajícím hloubkou se výnosy rudy zmenšovaly.

V letech 1936—1938 obnovil průzkumné práce na místě Baniska J. Baťa. K vlastní těžbě opět nedošlo pro vypuknutí válečného konfliktu přes to, že již byly objednány důlní stroje. V tomto období byla obnovena šachta ve stráni (na mapce šachta č. 3), neboť hlavní šachta již byla zavalena.



Obr. 1. Rozšíření kutacích prací v okolí obce Ardovo, okr. Plešivec (částečně převzato podle L. Maderspacha — ve vysvětlivkách značeno L. M.)

Vysvětlivky k mapce: 1. šachta (120 m hluboká) vyhloubená před I. světovou válkou asi 25 m na jihovýchod od staré šachty (nyní zasypaná); 2. šachta Roman (L. M.); 3. šachta (50 m hluboká) ve stráni na západ od šachty 1, byla obnovena před II. světovou válkou; 4. zasypaná stará štola ve výlomu asi 20 m na jih od šachty 3 (staré dobývky); 5. šachta v údolí Lyukostya (Lukovistya akna), zasypaná (L. M.); 6. šachta u Velkého vrchu (? větrací); 7. štola a 8. šachta (?), obě na jižním zarostlém svahu údolí mezi šachtou Roman a Ardovem; 9. obvaly u cesty na východním okraji vesnice; 10. obval ve svahu na severovýchod od vesnice; 11. obval na jihovýchod od Ardovské jeskyně (L. M.).



Při čistění staré šikminy na východ od šachty byla práce zastavená již výše zmíněným závalem (je patrný na povrchu). Před závalem bylo podniknuto hloubení šachtičkou, ale proud vody ze starých dobývek, na který se narážilo, znemožnil na delší dobu postup. V dole bylo zaměstnáno asi 25 dělníků, po vypuknutí války byly práce zastaveny. V režii maďarského státu byla šachta pouze znovu vydřevěna, ale výztuž se záhy zřítla. Po válce k otevření dolu ještě nedošlo přes to, že výsledky prací předchozího podnikání (dosud převážně jen málo výnosného) nevyklučují v této oblasti přítomnost zinkových a olověných rud, u nichž by mohlo být eventuálně i přihlédnuto k obsahu stopových prvků (stříbro, kadmium).

K historii ložiska připojuji několik zmínek týkajících se složení rud. Z rudních minerálů ardovského ložiska bývá na prvním místě uváděn smithsonit, který tvoří spolu se sulfidy nepravidelnou výplň žil a rudních těles. Jsou známy bílé, žluté, šedé až modrošedé povlaky smithsonitu hroznovitěho tvaru na dolomitickém podkladě. Často je smithsonit zbarven tmavě následkem v něm rozptýlených sulfidů. Galenit a podobně i sfalerit jsou známy z hlubších partií ložiska. Bezbarvé, drobné krystalky cerrusitu, často tmavě zbarvené uzavřeninami sulfidů, byly identifikovány na galenitu spolu se smithsonitem. Vzácně byly nalezeny drobné krystalky anglesitu.

V minulosti se pozornost obracela hlavně k zinkovým rudám. Podle L. M a d e r s p a c h a, který rozlišuje dvojí zinkovou rudu (kalamínovou a sfaleritovou), byl obsah zinku v rudě 42—46 %, olova 11—19 % a podíl stříbra 0,010—0,016 kg na 1 q. K. P a p p [6] udává obsahy rudy 36—40 % zinku, 11—19 % olova a 0,023 stříbra. Kdežto v roce 1880 bylo měsíčně těženo okolo 100—175 t rudy, byla těžba v období před I. světovou válkou podle výkazů celkem 3200 q zinkové rudy.

Již starší analýsy konstatovaly přítomnost kadmia v zinkové rudě. Ve S c h m i d t o v ě práci [8] je uvedena analýsa ardovského smithsonitu provedená J. L o c z k o u :

|                 |         |
|-----------------|---------|
| ZnO             | 63,23 % |
| CaO             | 1,01 %  |
| PbO             | 0,75 %  |
| CdO             | 0,02 %  |
| MgO             | stopy   |
| CO <sub>2</sub> | 34,69 % |
| celkem          | 99,70 % |

Toto zjištění přispělo k tomu, že Ardovo bylo přiřazeno k hydrotermálním ložiskům. Kadmium podle novějšího zjištění není neobvyklým stopovým prvkem i v jiných rudních nerostech Jihoslovenského krasu, jak bylo potvrzeno orientačními zkouškami z různých míst. Z. P o u b a [7] uvádí kvalitativní složení sfaleritu z Ardova podle spektrální analýsy M. B o u b e r l a :

|                               |                             |
|-------------------------------|-----------------------------|
| podstatné množství            | Zn,                         |
| podřadné až nepatrné množství | Fe, Cd, Pb, Cu, Ag, Sb, Mg, |
| stopové množství              | Si, Al, Ca, Ti, Tl.         |

Přítomnost thallia je jmenovaným autorem diskutována proto, že tento prvek na evropských ložiskách charakterisuje nízko temperované sfalerity.



Při orientačním studiu v okolí ložiska byl též sebrán materiál z hald a vápenců a podroben orientačním chemickým zkouškám. Kvalitativní spektrální analýza ukázala u několika mineralogických vzorků toto složení:

Vápence z okolí Baniska (na jihovýchod od Ardova):

|                                                      | Podstatné množství | Malé množství                  | Stopové množství          |
|------------------------------------------------------|--------------------|--------------------------------|---------------------------|
| Guttenstein. vápenc žilkovaný, drcený, s org. zbytky | Ca                 | Mg, Zn<br>Si, Al, Mn<br>Fe, Pb | Na, Ti, Ag (V)            |
| Světlý vápenc                                        | Ca                 | Mg, Al<br>Zn, Si, Pb<br>Mn, Fe | Ti, Na<br>(Cr, Ag)        |
| Dolomitický vápenc                                   | Ca, Mg             | Pb, Si, Al                     | Mn, Fe, Cu<br>Na, Zn (Ag) |

Stopy kadmia, stroncia a barya nebyly u těchto vzorků zjišťovány.

Z haldy v blízkosti šachty Roman byly analysovány:

|                                                                     |        |                          |                                        |
|---------------------------------------------------------------------|--------|--------------------------|----------------------------------------|
| Smithsonit (s tmavými sulfidy)                                      | Zn     | Ca, Si, Mg<br>Mn, Pb, Cd | Al, Fe<br>(Cu, Ti, Ba, As)             |
| Rozvětralý smithsonit s vápencem                                    | Zn     | Mg, Ca, Si, Mn<br>Pb, Fe | Cu, Ti<br>Al, Cd                       |
| Navětralá sulfidická ruda (místy čerstvý galenit, prožilky křemene) | Zn, Pb | Si, Mn, Al               | Ca, Cd, Fe, Mg,<br>Ag, Ge, Sb, Cu (Cr) |

Z musejních vzorků (B. Štiavnica):

|                     |        |                            |                       |
|---------------------|--------|----------------------------|-----------------------|
| Smithsonit (Ardovo) | Zn     | Ca, Al, Mg, Mn, Cd, Fe     | Ge, Cu, Si            |
| Sulf. ruda (Tyba)   | Zn, Pb | Ca, Mg, Ba, Al, Cu, Si, Mn | Ti, Ni, Cd,<br>Ag, Fe |

Metasomatické zrudnění v krasové oblasti znamená z hlediska geochemického značné změny ve složení vápencových a dolomitových souvrství. V okolí postihují změny daleko větší plochu, než je vlastní rudní ložisko. Sledujeme-li chemické změny v obsahu rudních prvků, je účelné znát pro srovnání údaje o složení vápenců z neproměněných souvrství. Ze starších prací se týká Jihoslovenského krasu (jeskyně Domica) zpráva J. K a š p a r a [4] z roku 1936. Autor stanovil polarograficky stopy mědi, olova a zinku v několika vzorcích vápenců a krasových vod. Průměrné hodnoty dvou vzorků světlého vápence z Domice ukázaly obsah  $8,76 \cdot 10^{-4} \%$  zinku,  $1,54 \cdot 10^{-3} \%$  olova a  $5,12 \cdot 10^{-4} \%$  mědi. Průměr z deseti vzorků vod sebraných pod stalaktity dává  $3,57 \cdot 10^{-5} \%$  zinku,  $1,02 \cdot 10^{-4} \%$  olova a  $1,18 \cdot 10^{-5} \%$  mědi. Při mých analýsách z okolí Ardova se u běžných vzorků vápenců pohybovaly obsahy v podobném rozmezí, t. j. 0,001–0,005 % zinku, a 0,0005–0,002 % olova. U mědi se pohyboval obsah pod 0,001 %. Porovnáním s těmito daty lépe vynikne jinak všeobecně známá skutečnost, že v blízkosti



působení rudních roztoků dosahuje v metasomatických vápencích obsah zinku až několika desetin procenta. Kvalitativně poukazuje na přítomnost zvýšeného množství zinku v některých vápencích Jihoslovenského krasu již dr. Fiala ve své morfoloické studii [2]. Neméně zajímavé je chování zinku a olova v půdách vznikajících na vápencovém podkladě. O změnách koncentrace obou prvků v půdách v blízkosti ložiska jako eventuální pomůcky při geochemické prospekci se zmíním v připravované práci.

V článku jsem chtěl stručně poukázat na ardovské ložisko, které jako jedno z mála metasomatických ložisek olověných a zinkových rud v naší republice si zaslouží zájem týkající se nejen vědecké stránky, ale i hospodářského využití makroelementů i mikroelementů zde přítomných.

1. VI. 1955

*Ústřední ústav geologický,  
Praha*

LITERATURA — ЛІТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Bergfest A., Baníctvo v okolí plešiveckého Ardova. Archivní zpráva — nepublikováno.  
Fiala F., Několik poznámek k morfoloii Jihoslovenského krasu. Věstník ŠGÚ VI, 1930, zvl. otisk, 1—11.

Homola V., Stratigrafie a paleogeografie Jihoslovenského krasu. Sborník ÚÚG XVIII, 1951, 153—200.

Kašpar J., O raspredelenii cinka, svinca i medi v izvestňakach i vodach peščery Domice v Slovenskom karste. Izdat. Akad. Nauk SSSR, 1936 — Sborník věnovaný akad. Vernadskému.

Maderspach L., A Pelsöcz-Ardói czink és gálmafehelyek. Földt. Közlöny, 1877, 121—124.

Papp K., A magyar birodalom vas- és köszénkészlete. Horgany és ólomérctelepek, 224—225.

Pouba Z., Olověno-zinkové rudy ze severního úpatí Muránské plošiny. Rozpravy II. třídy České Akad. LXI, 1951, 41.

Schmidt A., Ueber die Minerale von Pelsöcz-Ardó. Ztschr. f. Kryst. u. Min. X, 1885, 202—209.

Stürzenbaum J., Az ardói czinkercz-fekhely geologiai viszonyairól. Föld. Közlöny, 1879.

Wahlner A., Magyarország bánya- és kohóipara az 1912 (1913) évben. Bányászati és kohászati lapok, 1913, 794.

Další zprávy v ročnících 1915, 461; 1916, 517.



ЗДЕНЕК ПАЦАЛ

**КРАТКИЙ ОЧЕРК ПО ИСТОРИИ ДОБЫЧИ ЦИНКОВОЙ И СВИНЦЕВОЙ  
РУД ПРИ СЕЛ. АРДОВО**

Метасоматическое месторождение Pb-Zn руд у сел. Ардово располагается между Плешивцем и пещерой Домица в третичных известняках Югословацкого карста. Данные о добычи при сел. Ардово собрал уже А. Бергфест (1). Я попытался дополнить это сообщение наблюдениями прямо на местах старых горных работ. Мною выбраны работы касающиеся химического состава руд и близких пород и дополнены несколькими собственными качественными спектральными анализами известняков, орудненных известняков и Pb-Zn руды ардовского месторождения. Исследуемое месторождение представляет собой интересный предмет изучения химических изменений сопровождающих оруднение

1. VI. 1955

Центральный геологический институт,  
Прага

ZDENĚK PÁCAL

**KURZER GESCHICHTLICHER ABRISS DES ABBAUES VON ZINK-  
UND BLEIERZ BEI ARDOVO**

Die metasomatische Lagerstätte von Blei und Zinkerz bei Ardovalo liegt zwischen Plešivec und der Höhle Domica in dem triasischen Kalksteingebiet des Südslowakischen Karstes. Angaben über die Abbauarbeiten bei der Gemeinde Ardovalo hat schon A. Bergfest [1] erbracht. Ich habe versucht, diesen Bericht mit Untersuchungen direkt am Ort älterer Stollenarbeiten zu ergänzen. Ich habe Arbeiten über die chemische Zusammensetzung der Erze und der umgebenden Gesteine ausgewählt und sie mit einigen eigenen qualitativen Spektralanalysen von Kalksteinen, vererzten Kalksteinen und Blei und Zinkerz von der Lagerstätte von Ardovalo ergänzt. Die untersuchte Lagerstätte stellt einen interessanten Gegenstand für das Studium chemischer Wandlungen vor, die die Vererzung begleiten.

1. VI. 1955

*Zentrale geologische Anstalt, Praha*



STANISLAV POLÁK

# VÝSKYT MAGNETITU NA ŽELEZNÍKU PRI OBCI TRENČIANSKE JASTRABIE, OKR. BÁNOVCE N/BEBRAVOU

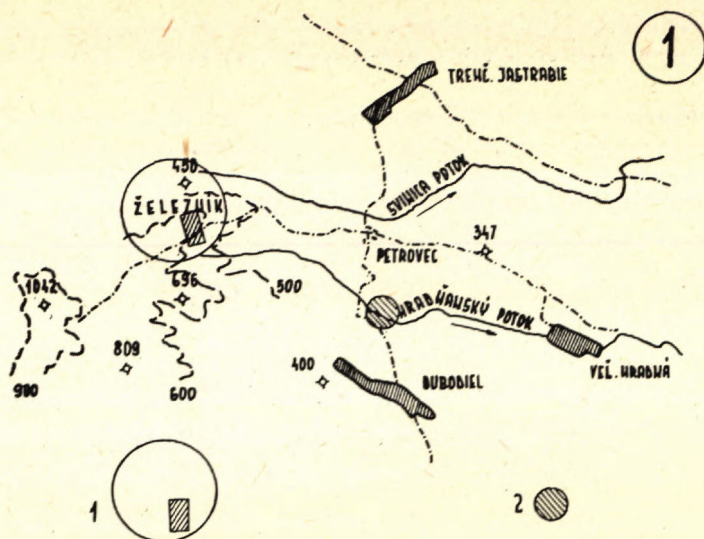
*(Ruské a nemecké resumé)*

## Ú v o d

V centrálnej časti Inoveckého pohoria severovýchodne od Inovca (1042 m), jeho kulminačného bodu, sa tiahne horský chrbát nazývaný Železník. Tento zrejme dávny ľudový názov používa sa aj na starých topografických mapách (list 4460/3) a má, ako vidieť z ďalšieho, do určitej miery svoje geologické opodstatnenie. Priamo na chrbte vo výške ca 600 m neďaleko od prameňa Hradňanského potoka (obr. 1) možno ešte dnes nájsť temer úplne zavalené staré rudné lievikovité pingy o priemere 1—5 m, ktoré po stranách venčia obvaly z vyhádzaného materiálu (zrejme nejde o lievikovité prepادلiská). Pingy vystupujú približne v pruhu smeru JZZ — SSV v dĺžke ca 600 m. Asi v strede tohto pruhu na svahu k údoliu potoka Svinica vidieť prepadnuté ústie starej neznámej štôlne, ktorá s odvalom o kubatúre ca 100 m<sup>3</sup> smeruje na juh. Odval je porastený 30- až 35-ročnými smrekmi. Na povrchu materiálu zo starých kutacích prác vidieť kde-tu úlomky makrokryštalického magnetitu a jeho impregnácií v silne amfibolickej, bridličnatej hornine. Pingy v uvedenom pruhu nie sú však rozmiestnené rovnomerne alebo lineárne, skôr sú nakopené okolo akýchsi neznámych centier.

Uvedený výskyt magnetitu spadá do katastru obce Trenčianske Jastrabie, okres Bánovce n/Bebrovou. Leží asi 12 km juhovýchodne od Trenčína (vzdušnou čiarou) už na východných svahoch Inovca. S obcou Trenčianske Jastrabie je pomerne nedobre komunikačne spojený. Pre autá je cesta na Železník zjazdná smerom na obec Dubodiel iba po osadu Petrovec (2 km), odtiaľ možno postupovať iba pešo alebo konskými záprahmi po zlej výmolinej lesnej ceste (ca 3 km pri výškovom stúpaní 200 m). Pre túto polohu je výskyt pomerne málo známy medzi miestnym obyvateľstvom, a preto tým menej sa o ňom zmieňujú v odbornej literatúre. Tak jedine F e r e n c z i (1934) spomína na Železníku „takmer výhradne z magnetitu pozostávajúcu horninu medzi kryštalicými bridlicami“ a na inom mieste hovorí zas o „magnetitovom hniezde v bridliciach“. Usilovným pátraním v archívnych záznamoch podarilo sa získať dva maďarské montanistické posudky o prehliadke tunajšieho terénu (B o r t n y á k 1912, D o l o g h 1912), ktoré však nepodávajú žiadny obraz o charaktere tunajšieho zrudnenia. V jednom z nich sa dokonca existencia magnetitového zrudnenia celkom popiera (D o l o g h), pričom pingy sú považované (hoci je to úplne absurdné) za prirodzené produkty erózie. Ani jeden posudok sa nezmieňuje o zistenej starej štôlni a uvádzaný počet ping je značne skreslený (iba 11).





Obr. 1. 1 — výskyt magnetitu, 2 — starý troskový odval.

Na Železníku možno nájsť okrem pozostatkov starých kutacích prác aj iné nemenej zaujímavé dôkazy starého železiarstva v týchto končinách. Asi 50 m po prúde Hradňanského potoka od jeho križovatky s cestou Trenčianske Jastrabie—Dubodiel vidieť pri potoku húštinou zarastené zvyšky starého nevelkého troskového odvalu na rozlohe ca  $6 \times 20$  m. Podľa údajov miestneho obyvateľstva zachytených Bortnyákom (1912) bol troskový odval značne vysoký, ale prevažná jeho časť sa použila na štrkovanie okolitých ciest. Medzi troskou vidieť niekoľko úlomkov magnetitovej rudy, ktorá podľa mineralogického zloženia je zrejme totožná s rudou zo Železníka. Zvyšky po hutníckom zariadení alebo prevádzkových budovách sa nepodarilo zistiť. Naproti tomu v širšom okolí, najmä medzi obcami Veľká Hradňa a Dubodiel, sa údajne v minulých dobách ťažili hrnčiarske hliny, v ktorých sa nachádzali kusy nečistého limonitu neznámeho pôvodu s obsahom 23—25 % Fe. Ako z ďalšieho vidieť, dnes ťažko rozhodnúť na akej rudnej báze stálo tunajšie železiarstvo. Úlomky zo Železníka na troskovom odvale by svedčili v prospech výskytu na Železníku. Naproti tomu značná obťažnosť až nemožnosť redukcie magnetitu v primitívnych zhutňovacích peciach hovorí zas proti. Najpravdepodobnejšie (Polák 1955) to bola primitívna hutnícka prevádzka s limonitovými rudami. Pred jej skončením sa možno pokusne a zrejme aj bezvýsledne používali aj rudy zo Železníka.

V okolitých obciach niet človeka, ktorý by sa pamätal na prevádzku huty alebo na kutacie práce na Železníku. Ako Bortnyák (1912) spomína, už v čase jeho výskumu nežil súčasník alebo človek, ktorý by sa pamätal na tieto práce. Odvoláva sa však na záznamy neznámeho úradníka z Bánoviec n/Bebravou, podľa ktorého železorudné baníctvo, ako aj názov Železník pochádza už z doby Anjouovcov (teda zo XIV. storočia). Podľa môjho odhadu všetky tunajšie práce pochádzajú najskôr zo začiatku druhej polovice XIX. storočia. Z novších čias spomínajú sa zo Železníka výhradné kutby,



ktoré patria majiteľovi okolitých lesov Maximiliánovi Attems-Gilleisovi (z roku 1924 6 VK a z roku 1936 ďalších 11 VK), a nepokrývajú iba terén výskytu na Železníku, ale aj spomenuté limonitové výskyty (terén nazývaný Stoliny a Podliny).

### Geologické pomery

Širšie okolie výskytu na Železníku patrí katazonálne metamorfovanému kryštaliniku jadra pohoria Inovec. Mezozoikum obalovej série, ako aj ostatných tektonických jednotiek vystupuje vo vzdialenosti až 4 a viac kilometrov a zrejme jeho geologická štruktúra nevyplýva priamo na detail okolia Železníka.

Vlastne kryštalinikum tvoria muskoviticko-biotitické svory s pozvoľnými prechodmi do svororúl alebo kvarcitických svorov. Ako vidieť na čerstvých vzorkách, biotit je spätne zmenený na zelenkavý chlorit, v ktorom je dokonalé sagenitové pletivo. Prevažnú masu svororúl z tesného okolia ložiska tvorí lístkovitý muskovit (lístky do veľkosti 3,00 mm), ktorý je často tlakom sprehybaný alebo trieskovite rozpadnutý. Zrnká kremeňa vystupujú vo forme silne porušených, undulózne zhášajúcich jedincov, ktoré do seba zubovite zapadajú. Plagioklasy sú temer kompletne sericitizované a tvoria zhruba ca 5 % horniny (z toho dôvodu názov svororuly). Pozdĺž plôch dokonalej bridličnatosti podmienenej paralelným usporiadaním lístočkov slúd prenikajú horninou drobné žilky bieleho kremeňa od mikroskopickej mocnosti až do 0,5 m. Prekremenené pásma sa prejavujú v teréne miernymi eleváciami s množstvom drobných úlomkov bieleho kremeňa. Spektrálna analýza zo série úlomkov získaných otlkom z ca 0,5 m mocnej kremennej žily asi 90 m južne od ústia starej štôlne vykázala toto semikvantitatívne rozdelenie prvkov (analýza ÚVR Kutná Hora, čís. 7169).

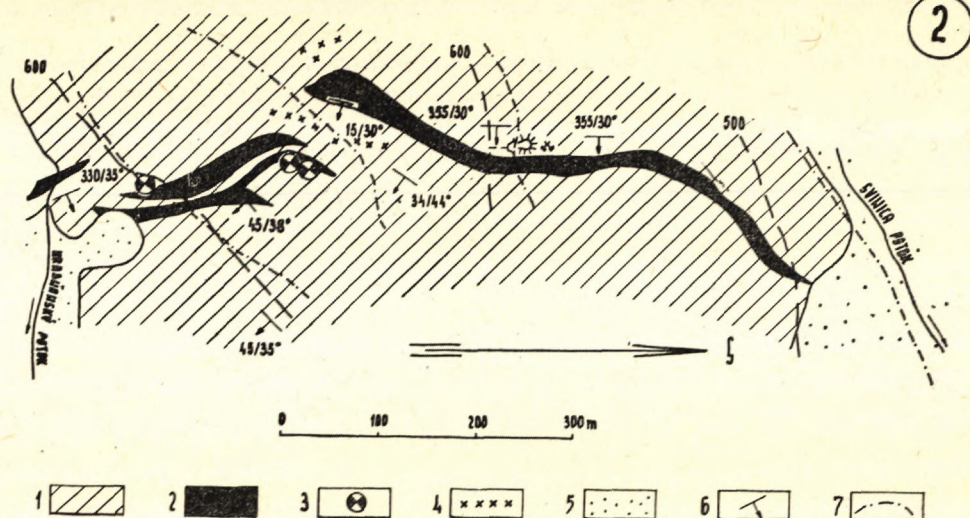
|               |                                                                                                      |
|---------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Nad 1 %       | Si                                                                                                   |
| 1—0,01 %      | Fe, Zn                                                                                               |
| pod 0,01 %    | Ag, Al, Ca, Cd, Cu, Mg, Mn, Pb                                                                       |
| problematické | As, Na                                                                                               |
| negatívne     | Au, Ba, Be, Bi, Co, Cr, Ga, Ge, Hg, In, Li, Ni, S, Sn, Sr, Ta, Te, Ti, Tl, V, W, B, F, K, Mo, P, Zr. |

Ide teda o pomerne bežnú asociáciu prvkov, ktorá je obvyklá v kremených žilách tohto typu.

Kryštalické bridlice sú pre vysoký obsah slúd na tlak málo odolné, čo sa prejavuje častými lokálnymi detailnými vrásneniami. Generálny smer ich bridličnatosti je J—S s premenlivým, ale vcelku miernym sklonom na V (10—80°). Podľa niektorých kvarcitických vložiek možno usúdiť, že bridličnatosť je zhruba totožná so starou vrstevnatosťou praemetamorfitu.

Na uvedenom mieste výskytu (obr. 2) nachádzame vo svororulách paralelné šošovkovité telesá amfibolitu s premenlivým obsahom femických a salických komponentov. Ich pravá mocnosť málokedy prevyšuje 15 m. Umelými detailnými odkryvmi sa vcelku zistili dve takéto významnejšie šošovky s niekoľkými podružnejšími, rozsahove nepresne vysledovanými, ktoré vcelku sledujú tektonické detaily. Amfibolity sú hrubozrnné (priemerná veľkosť priečných rezov amfibolov až 2 mm) a prizmaticky krátko vyvi-





Obr. 2. 1 — svororuly, 2 — amfibolitové telesá, 3 — zistené magnetitové a magnetit-amfibolové šmuhy, 4 — kremenné žily a prekremenené pásma, 5 — svahová hlina, 6 — zistený smer a sklon, 7 — cesty.

nuté. Majú typický pleochroizmus: intenzívne modrozelená — žltozelená — olivovo svetlozelená. Amfiboly sa miestami zhľukujú v monominerálnu tmavo zelenočiernu horninu. Väčšina amfibolitu vykazuje však určité percento plagioklasov, ktoré tvoria miestami až 70 % horniny. V jednom umelom odkryve bola zachytená uprostred amfibolitov asi 20–25 cm mocná konkordantná vložka amfibolitu spessartitového charakteru až s 8 cm dlhými vyrastlicami amfibolu, ktoré ležia uprostred bielej živcovej hmoty.

Drobné kremenné žilky prenikajú miestami aj cez amfibolity, hoci v n pomerne menšom množstve (amfibolity sú menej bridličnate rozpadnuté). Kým vo svororulách nebadat v blízkosti kremenných žíliak nápadnejšie premeny (azda iba sericitizácia živcov je s nimi sviazaná), v amfibolitoch v okolí kremenných žíliak vidieť nápadnú stratu pleochroizmu amfibolov, vznik epidotu (drobné žilky a nepravidelné zhľuky), ako aj alotriomorfné zrnká a agregáty titanitu, ktorý vznikol pravdepodobne z rozkladu amfibolov. (Prímes Ti je zrejme v amfiboloch, keďže kremeň, ako ukazuje vyššie uvedená spektrálna analýza, je prakticky bez Ti!) Relatívny vek týchto kremenných žíl možno pomerne ťažko určiť — jasne sú však mladšie ako metamorfóza amfibolitov. Je možné, že magmaticky sa viažu na doteraz detailne nezistené dacitoidné erupcie v širšom okolí, ktorých úlomky možno nájsť aj pod Železníkom v hornom toku potoka Svinica (Polák — v tlačí).

Z celkovej geologickej situácie, ako aj niektorých vzoriek vidieť, že amfibolity tvoria metamorfovaný lamprofyrický diferenciát, ktorý vníkol do okolitých hornín v podobe malého pňa s početnými drobnými apofýzami a bol s nimi spoločne metamorfovaný. Jeho štruktúra aj tvar telesa je teda metamorfného charakteru.



Okolie výskytu je prakticky temer bez prirodzených východov. Svororuly a svory rýchlo chemicky a najmä mechanicky vetrajú, takže len v hlbokých úvozovitých cestách vidieť nedokonalé odkryvy polorozpadnutej mäkkej horniny. Svahové hliny o mocnosti 1—4 m s drobnými uvoľnenými šupinkami sludy a zrníčkami kremeňa väčšinou obsahujú iba úlomky a balvany bieleho kremeňa z kremenných žíl a hniezd. Len na strmej stráni k Hradňanskému potoku je pokrývka svahovej hliny menšia a možno tu nájsť úlomky svororúl, ako aj amfibolitov. Geologická mapka okolia výskytu sa musela teda vykonštruovať na základe umelých, nepravidelne a podľa potreby rozmiestnených odkryvov (sondy, priečne ryhy, vrt). Amfibolity vetraním prechádzajú v svetlohnedavú mäkkú hmotu, na ktorej pôvodný mineralogický charakter možno usudzovať iba z reliktov štiepných plôch amfibolov. Hranica zóny hypergénneho režimu spravidla prebieha tesne pod svahovou hlinou. V najjužnejšej časti v okolí výskytu magnetitu lokálne dosahuje až na hĺbku temer 10 m. Príčina tohto javu je slabá lokálna pyritizácia amfibolitu (podpora hypergénnych pochodov).

### Rudný výskyt

V svahových hlinách v okolí amfibolitových pruhov možno pri veľmi intenzívnom pátraní a odkopávaní rastlínstva nájsť úlomky kryštalického magnetitového agregátu pomerne vysokej kvality s obsahom nad 55—60 % Fe. Spektrálna analýza vzorky získanej z otlkov týchto vyberane kvalitných kusov vykázala túto asociáciu elementov (s odhadovou kvantitou):

Vzorka 7168 (ÚVR Kutná Hora):

|            |                                                                                |
|------------|--------------------------------------------------------------------------------|
| nad 1 %    | Fe                                                                             |
| 1—0,1 %    | Si, Al, As, Ge, Na                                                             |
| pod 0,01 % | Ag, Ca, Cu, Mg, Mn, Pb, Sn, Zn, Bi, Cd, Ga                                     |
| negatívne  | Au, Ba, Be, Co, Cr, In, Li, Ni, Sb, Sr, Ta, Te, Tl, Ti, V, W, B, F, Mo, P, Zr. |

Nápadná neprítomnosť Ti a odhadované kvantum Ge vyvolali určité pochybnosti o vierohodnosti analýzy. Preto sa v Geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave urobila kontrolná spektrálna analýza z duplikátu tej istej vzorky (analyzoval K u p ě o 1955):

|               |                                    |
|---------------|------------------------------------|
| nad 1 %       | Fe, Si                             |
| 1—0,01 %      | Al                                 |
| 0,01—0,0001 % | Ga, Mg, Cu, Na, Ti, Ca, Mn, Ge, Co |

Podľa odhadu analytika obsah germánia je 0,001—0,003 %.

V hrubých črtách obidve analýzy zhodne ukazujú, že ide o pomerne kvalitnú oxydickú Fe rudu s nepatrným alebo žiadnym obsahom Ti (čo potvrdila aj mikroskopická analýza), sprevádzanú prímiesou femických minerálov (Si, Al, časť Fe, Mg, Ca a izomorfné elementy).

Štruktúra celistvých kusov magnetitu je alotriomorfne zrnitá. Veľkosť individua 0,16—0,32 mm. Amfibol-magnetitový typ vykazuje v hrubých črtách dve generácie magnetitu:

— I. generácia: drobné viac-menej kockovité zrníčka do veľkosti 0,02 mm uzavreté v kryštáloch amfibolu.



— II. generácia: výplne medzier medzi kryštálmi amfibolov (sideronitová štruktúra); priemerná veľkosť zŕn pri agregátoch okolo 0,2 mm. Magnetit nemá žiadne vrastlice ilmenitu a ilmenit nevystupuje ani v samostatných kryštáloch (tento fakt je potvrdený aj vyššie uvedeným spektrálnym rozborom). Miestami zrnká magnetitu pôsobia dojomom, ako by zatlačovali amfibolové jedince pozdĺž štiepných trhlín. Textúra takýchto magnetitových impregnácií býva miestami nezreteľne až jasne paralelná; hranica je oproti normálnej okolitej hornine ostrá, ale často vidieť aj postupný prechod, spôsobený ubývaním magnetitových zŕn.

Prevažná väčšina magnetitu sa viaže na tie polohy amfibolitu, ktoré sú temer monominerálne amfibolové. Tým však nie je povedané, že všetky takto diferencované partie obsahujú magnetit. Z umelých odkryvov na niekoľkých miestach vidieť, že takéto výlučne amfibolické partie sú vyvinuté najmä pri styku s okolitými svororulami, kým stred amfibolitovej vložky tvorí normálny plagioklasamfibolit. Tak isto magnetit sa koncentruje vo forme nepravidelných šmúh tesne na tom istom kontakte, ale len veľmi nepravidelne a sporadicky, čo plne zodpovedá označeniu „výskyt“. Aj starci vypozerovali zrejme praxou túto vyhranenú geologickú pozíciu magnetitu. Nepravidelne rozmiestnenými sondami sa totiž snažili v okolí nálezu úlomkov magnetitu zachytiť či už podložný alebo nadložný kontakt amfibolit-svororuly a preveriť prípadne jeho rúdornosť. Ako vidieť na konkrétnych príkladoch, sondy založené v nadloží amfibolitu vo väčšej vzdialenosti od tohto kontaktu sa prehľbovali až na amfibolity a museli tak dosiahnuť hĺbku do 8 m (vidieť to dobre z odvalového materiálu). Vhodnejšie založené dosiahli pri bezrúdnosti kontaktu iba tesne pod pokrývkou svahových hĺn. Obdobne bola situovaná aj stará štôľňa, ktorá bola založená tesne v podloží amfibolitov a po zachytení ich kontaktu sledovala ho temer bezvýsledne asi na vzdialenosť 50 m (odhad podľa kubatúry odvalu).

Geofyzikálny výskum, ktorý vykonal Zúštín z bratislavského ÚVR v roku 1954 a 1955 meraním vertikálnej zložky geomagnetickej intenzity Watsovým variometrom o citlivosti 30  $\gamma$ , plne potvrdil nepravidelnosť a sporadičnosť magnetit-amfibolických šmúh. V jednej pozitívnej anomálii (5000  $\gamma$ ) sa skutočne zistila asi 40 cm mocná šmuha temer čistého magnetitu s obsahom:

|                  |           |         |
|------------------|-----------|---------|
| Fe               | . . . . . | 54,25 % |
| Mn               | . . . . . | 0,66 %  |
| SiO <sub>2</sub> | . . . . . | 13,62 % |
| P                | . . . . . | 1,02 %  |
| S                | . . . . . | 0,07 %  |
| CaO              | . . . . . | 0,42 %  |

Magnetit je silne martitizovaný; vidieť tiež drobnú mladšiu priečnu žilu spekularitu ca 2—3 mm mocnú.

Pomerne malá citlivosť variometra viedla k tomu, že polohy amfibolitov poskytovali len nejasnú relatívnu anomáliu 50—100  $\gamma$ . Ako zaujímavý poznatok treba uviesť, že okolo starých pŕng, kde sa na obvaloch a v ich tesnom okolí zistili úlomky čerstvých amfibolitov, vytvorili sa malé anomálie s intenzitou do 300  $\gamma$ , pretože táto hornina z bezprostrednej blízkosti zvyšovala oveľa intenzívnejšie vertikálnu zložku prirodzeného magnetického poľa (na rozdiel od horniny vo väčšej hĺbke a pod hlinitou prikrývkou).



## Z á v e r

Z uvedeného vidieť, že magnetitové indície na Železníku v katastri obce Trenčianske Jastrabie sa viažu na bázičné amfibolické šmuhy pri kontakte amfibolitu s okolitými svororami. Rozmiestnenie takýchto šmúh je veľmi nepravidelné a ich rozsah je priestorove nepatrný. Ide o metamorfované magnetit-amfibolické alebo magnetitpyroxenické (bez reliktov) nepravidelné vylúčeniny v pôvodnom lamprofýre, intrudujúcom do okolitých hornín. Pravda, ich dnešná štruktúra má metamorfný charakter.

Analýza starých prác ukazuje, že tu v minulosti išlo iba o práce prospekčného charakteru, z ktorých len nepatrná časť rudy bola oddisponovaná k starej huti pri Hradňanskom potoku.

Výskyt magnetitu nebol teda predmetom exploatacie a z praktickej stránky je úplne bezcenný.

31. XII. 1955.

*Západoslovenský rudný prieskum,  
Pezinok*

СТАНИСЛАВ ПОЛАК

### НАХОЖДЕНИЕ МАГНЕТИТА НА ЖЕЛЕЗНИКЕ У СЕЛА ТРЕНЧ. ЯСТРАБИЕ

В центральной части Иновецких гор на северо-восток от их кульминационной вышки Иновец (1042 м), на горном хребте называемом Железник, на высоте приблизительно 600 м над уровнем моря, находится мало известное месторождение магнетита, открытое в прошлом, в виде опыта, неравномерно расположенными малыми шахтами и штольной. В ближайшем селении Тренчанске Ястрабие находятся следы примитивного железообрабатывающего завода (см. рис. 1).

Месторождение было детально геологически снято путем выемок (рис. 2), причем констатировалось, что в местных кристаллических породах ядра Иновецких гор, образованных в широкой окрестности мусковито-хлоритовыми кристаллическо-сланцевыми гнейсами (диафорит мусковито-биотитовых кристаллических сланцев), выходят в 15 м мощные прослойки амфиболита, который представляет собой метаморфированный дериват лампрофировых интрузивных пород. Спорадические месторождения магнетита связаны с основными партиями амфиболита, образованного почти мономинерально амфиболами, при краях амфиболитовых тел, между тем, как внутренние части образуют нормальные плагиоклаз-амфиболиты. Текстура и структура амфиболитовых тел, подобно как и магнетито-амфиболитовых полосок, является метаморфной. Как видно, по анализу старых разведывательных работ, это месторождение не являлось в прошлом объектом эксплуатации и упомянутые следы старого железообрабатывающего завода явно не находятся с ним в причинной зависимости.

Автор присоединяет спектральный анализ выбранного чистого магнетита (Нр анализа 7168 словацкого текста), а также и химический анализ обнаруженного мартиitizedованного рудного нахождения из зоны оксидации.

31. XII. 1955

*Западословацкая рудная разведка,  
Пезинок*



- Рис. 1: 1. Месторождения магнетита. 2. Старый отвал струски.  
 Рис. 2: 1. Кристаллическо-сланцевые гнейсы. 2. Амфиболитовые тела.  
 3. Обнаруженные магнетитовые и магнетито-амфиболовые полосы. 4. Кварцевые жилы и окремненные зоны. 5. Суглинок склонов. 6. Определенное прохождение и падение. 7. Дороги.

STANISLAV POLÁK

ÜBER DAS MAGNETITVORKOMMEN AM ŽELEZNÍK BEI DER OTRSCHAFT  
 TREŇČIANSKE JASTRABIE

Im zentralen Teile des Inovec-Gebirges, nördlich von dessen Kulminationspunkt Inovec (1042 m), am Bergrücken genannt Železník, findet sich in cca 600 m Meereshöhe ein verhältnismässig wenig bekanntes Magnetitvorkommen, welches in früherer Zeit versuchsweise durch unregelmässig verteilte kleine Schachte und einen Stollen aufgeschlossen wurde. In der unweit gelegenen Ortschaft Trenčianske Jastrabie stösst man an Spuren einer primitiven, alten Eisenverhüttung (siehe Abb. 1).

Das Vorkommen wurde detailliert geologisch kartiert mit Hilfe künstlicher Aufschlüsse (Abb. 2), wobei festgestellt wurde, dass im hier anstehenden Kerne des Kristallinikums des Inovec-Gebirges, welches in weiter Umgebung von muskovitisch-chloritischen Glimmerschiefergneissen (Diaphthoriten der muskovitisch-biotitischen Glimmerschiefer) aufgebaut ist, ungefähr 15 m mächtige Amphibolit-Zwischenlagen auftreten, welche das metamorphe Derivat eines lamprophyrischen Intrusivkörpers vorstellen. Diese sporadischen Vorkommnisse von Magnetit sind an die basischen Partien der Amphibolite gebunden, welche fast monomineral aus Amphibol aufgebaut sind und an den Rändern der Amphibolitkörper auftreten. Die inneren Teile dagegen bilden normalerweise Plagioklas-Amphibolite. Die Textur und Struktur der Amphibolitkörper, sowohl wie auch der magnetit-amphibolischen Schlieren ist metamorph.

Wie aus meiner Analyse der alten Forschungsarbeiten ersichtlich ist, war dieses Vorkommen in der Vergangenheit keineswegs Gegenstand der Exploitation und die erwähnten Spuren alter Eisenverhüttung stehen offensichtlich mit ihm nicht in kausalem Zusammenhang.

Der Arbeit sind Spektralanalysen eines ausgesucht reinen Magnetits beigelegt (Analyse Nr 7168 im slowakischen Texte), sowohl wie die chemische Analyse der festgestellten martitisierten Erzlage aus der Oxydationszone.

31. XII. 1955

Westslowakische Erzforschung,  
 Pezinok

Übersetzt aus dem slowakischen von Vlasta Dlabáčová

Erklärung der Abbildungen:

- Abb. 1: 1 — Magnetitvorkommen. 2 — alte Schlackenhalde.  
 Abb. 2: 1 — Glimmerschiefergneisse. 2 — Amphibolitkörper. 3 — festgestellte Magnetit- und Magnetit-Amphibol-Schlieren. 4 — Quarzgänge und verquarzte Zonen. 5 — Hangerde. 6 — Festgestelltes Streichen und Fallen der Schichten. 7 — Wege.



JÁN SENEŠ

## O PRODUKTIVITE UHOĽNEJ PANVIČKY PRI OBCI BANSKÉ V OKRESE VRANOV

(Ruské a nemecké resumé)

Výskyty uhlia v okolí obce Banské, ako aj celková rozloha uhl'onosného územia bola geologickým povrchovým mapovaním a plytkými vrtmi preskúmaná v roku 1953 a 1954. Práce sa vykonali v rámci základného geologického výskumu východného Slovenska.

### Celkové údaje o ložisku

Morfologicky výrazná kotlina, ktorá tvorí súčasne aj obrysy uhoľnej panvičky, leží v okrese Vranov v okolí obce Banské v strednej časti Prešovsko-tokajského pohoria. Morfologicky je táto panva nápadne izolovaná od nížin, rozprestierajúcich sa východne od pohoria v údolí riek Topľa a Ondava. Kotlina sa utvorila v panóne v čase eruptívnej činnosti pyroxén-andezitov. Za dozvuku tohto vulkanizmu i v dôsledku postvulkanickej činnosti sa v uzavretej kotline utvorilo plytké jazero, z ktorého sa usadili íly, tufity a limnokvarcity, miestami aj množstvo rastlinného materiálu, ktoré dalo podmienky vzniku málo kvalitného uhlia.

Sloje uhlia objavili v polovici minulého storočia a prvý raz otvorili v roku 1859 maľou šachticou 1 km juhozápadne od obce Banské pri hradskej Rankovce—Banské. V blízkosti tejto šachty sloj opätovne otvorili šachticou v roku 1876 a vyťažilo sa z nej asi 500 q uhlia. Plocha krytá banským výmerom bola v tom čase 360,92 km<sup>2</sup>. V roku 1917 šachticou opäť otvorili sloj v nepatrnej hĺbke a zistili jeho mocnosť, ktorá podľa literatúry (K e t t n e r R., O lignitovom ložisku u Banského v stolici Zemplínskej. Hornický věstník II, Praha) bola úhrnom 3 m. Uhlie bolo prerastené ílom a limnokvarcitom. Od tých čias niekoľko ráz preskúmali východy uhlia, ale uhl'onosnosť panvičky sa neriešila.

Okrem výskytov lignitového uhlia sú v kotline Banské aj výskyty železných rúd, ktoré v minulom storočí tiež otvorili kutacími štôľami. Najväčšie výskyty sú 2 km severozápadne od obce pod kopcom Skala v andezitových tufoch a brekciách. Sú tu tri ložné žily, úklon ktorých je 30° na juh. Ložiská sa sľedovali severne na 400 m a ich celková mocnosť bola 6 m. Horné ložiská mali limonitovú výplň, spodné ložisko malo výplň menejcenného sideritu. Okrem týchto rúd obsahujú v malom množstve aj baryt a antimón.



Limonit je uložený šošovkovite alebo v podobe impregnácie v brekciách. Aj limonitové impregnácie sú v bazálnych častiach sladkovodnej výplne panvy v tufitických íloch. Výskyt sideritu je skôr rázu mineralogického, je hodne piesčitý a nachádza sa v andezitovom tufe. Sfériosiderit sa vyskytuje ojedinele v žilkách. Všetky tieto výskyty železných rúd a farebných kovov v kotline Banské vznikli hydrotermálnou cestou, prípadne neskoršie boli preplavené do sladkovodnej výplne panvy. Tak isto limnokvarcity, ktoré tvoria mocné lavice najmä na báze sladkovodného súvrstvia, vznikli postvulkanickou činnosťou. Sú známe aj výskyty opálu a železo-opálu. Všetky tieto výskyty až na limnokvarcity majú ráz skôr mineralogický ako praktický.

### Geologická stavba kotliny

Sedimentačný priestor v podobe morfolologickej kotliny pri obci Banské vznikol vo vrchnom sarmate alebo panóne po počiatčnom utvorení Prešovsko-tokajského pohoria. Kotlinu tvoria pyroxenické andezity a ich brekcie, ktoré sa medzi sebou striedajú a poukazujú na stratovulkanickú stavbu. V tejto kotline prevládajú brekcie nad andezitmi. V podloží výplne panvy na jej okrajoch temer všade sa zistili hrubé brekcie červenej alebo svetlošedej farby litoklastickej štruktúry. Živce v andezitoch patria labrador-andezínu, vyrastlice prevažne hypersténu. Počas dozvukov vulkanickej činnosti, keď nastala miestami aj hydrotermálna premena andezitov spojená so zrudnením, kotlina bola viacmenej uzavretá bez odtoku. Utvorilo sa v nej jazero jednak z vôd zrážkových-povrchových, jednak z termálnych prameňov postvulkanického pôvodu. Nastala jazerná sedimentácia, ktorá je vyznačená na báze najmä tufitickými usadeninami splavenými z okolitých kopcov. Tufity majú veľa ílovitej prímеси a sú hnedošedej farby. Často sa striedajú s tufitickými pieskami. Obsahujú často slabo limonitizované polohy. Usadili sa predovšetkým v západnej časti kotliny. V ďalšom období nastala sedimentácia limnokvarcitov z prameňov postvulkanického pôvodu. V tom čase pravdepodobne v dôsledku zmenenej lokálnej teploty a vlhkosti z prameňov aj vegetácia bola značne bujná a plytké jazerá zarástli množstvom rastlinného autochtónneho a splaveného materiálu. Najväčšia koncentrácia rastlín nastala po usadzovaní limnokvarcitov, teda v čase, keď činnosť termálnych prameňov bola už nepatrná. Vtedy sa prehĺbilo aj jazero a usadzovali sa v ňom hrubé vrstvy modrých plastických ílov. Ílové polohy sa striedajú s tufitmi a limnokvarcitmi a poukazujú na to, že sa usadili za dozvukov vulkanickej fázy.

Pravdepodobne od konca panónu sa panvička postupne eróziou a prehĺbením doliny severným smerom otvorila, čoskoro bola odvodnená a sedimenty panvovej výplne boli postupne vyrodované a odnesené. Vzhľadom na mäkkosť výplne pôvodnej kotliny erózia ponajprv postihla výplň panvy a len do malej miery okolité andezity a pyroklastiká. Preto dnešná morfológia panvy pripomína jej tvar v dobe panónskej.

Sama sedimentácia v panve prebiehala iste za tektonicky rušných pomerov a je pravdepodobné, že kotlina uprostred venca vulkanitov aj niekoľko ráz klesla.



## Geologická stavba ložiska

Podložie uhoľných slojov a šošoviek v západnej časti kotliny tvoria prevažne limnokvarcity, vo východnej časti panvy priamo brekcie pyroxén-andezitov. Počet a mocnosť slojov je menlivá. Už limnokvarcity obsahujú veľké množstvo zuhoľnatených rastlinných zvyškov, miestami sa v nich vyskytujú aj celé šošovky prekremeného uhlia. Uhlie bez väčšej prímеси  $\text{SiO}_2$  je obvykle v nadloží limnokvarcitov alebo v oblastiach, kde leží priamo na vulkanitoch. Sloje nemajú konštantný vývin na väčšej ploche. Pre znázornenie rôznorodosti ich vývoja uvádzam, že vo východe západne od Banského v záreze potoka sa uhlie vyskytuje v podobe 0,20 m tenkej šošovky v tufitoch v podloží limnokvarcitov, v obci sa nachádza v íloch a v tufitoch v nadloží limnokvarcitov, vo vrtbe Banské 2 priamo na andezitových brekciách a vo vrtbe Banské 3 v íloch a medzi tenkými limnokvarcitovými poľohami. Sloje sú mierne uklonené väčšinou do stredu panvy. Sú tenké, najväčšia mocnosť bola zistená 0,45 m vo vrtbe Banské 2.

## Hydrogeologická charakteristika ložiska

Sladkovodná výplň kotliny sa chová oproti andezit-brekciovému podložíu ako nepriepustná pokrývka. Podložia v tých miestach, kde brekcie alebo andezity sú pórovité, môžu byť vodonosné. Táto vodonosnosť podložia však pri vrtaní nikde nebola zistená. Hydrogeologické pomery kotliny sú ovplyvnené zlomovou tektonikou. Z výsledku vrtu Banské 3 predpokladáme, že niektoré zlomy môžu byť vodonosné. V uvedenom vrte v hĺbke 32 m bola prevrtnaná pravdepodobne menšia porucha, v dôsledku čoho nastal výron vody o kapacite 10 l/min.

## Kvalita a petrografický charakter uhlia

Makroskopicky sú všetky vzorky uhlia lignitické, hnedošedej farby, matné a môžu sa charakterizovať ako xylitický hemidetrít. Z toho súdime, že uhlie vzniklo v oblasti subakvatických a akvatických porastov.

Chemický rozbor vzoriek uhlia ukazuje tieto výsledky:

|                  | Banské 2<br>7,00—7,45 | Banské 3<br>v alúviu | Banské 3<br>57,20—57,50 |
|------------------|-----------------------|----------------------|-------------------------|
| H <sub>2</sub> O | 9,89 %                | 24,42 %              | 16,14 %                 |
| Popol            | 17,68                 | 6,64                 | 41,04                   |
| Horľavina        | 72,43                 | 68,94                | 39,85                   |
| Spalné teplo     | 5074 kal              | 4839 kal             | 2384 kal                |
| Výhrevnosť       | 4820 kal              | 4542 kal             | 2120 kal                |
| Síra všetka      | 2,90 %                | 2,68 %               | 2,69 %                  |
| Síra síranová    | 1,40 %                | 1,10 %               | 1,45 %                  |
| Síra sírniková   | 0,20                  | 1,48                 | 1,04                    |
| Síra prchavá     | 1,20                  | —                    | 0,35                    |



## Výsledky výskumu uhoľnej panvy

Plošná rozloha sladkovodných sedimentov panvy je asi 4,5 km<sup>2</sup>. Na tejto ploche je niekoľko nepatrných východov uhlia, kde mocnosť slojov je pod 0,20 m. Vrt B 1 dokazuje, že východ severozápadne od obce reprezentuje len šošovku v bazálnych usadeninách panvy. Ostatné vrty dokazujú, že mocnejšie sloje sú len v sladkovodných íloch v nadloží limnokvarcitov. Prakticky teda limnokvarcity môžeme považovať ešte za podložie uhľonosných vrstiev.

Tým rozloha produktívnych uhľonosných vrstiev je obmedzená len na východnú časť kotliny, na plochu najviac 0,5 km<sup>2</sup>. Na tejto ploche sa uhľonosnosť a mocnosť sloja kontrolovala dvoma vrtmi. Vrt Banské 2 situovaný pri bývalej šachtici zastihol v hĺbke 7,00 m uhoľný sloj o mocnosti 0,45 m. V podloží sloja boli hneď andezitové brekcie. Na tomto mieste teda ide o okraj panvičky. Poznámam, že uhlie sa navŕtalo priamo pod sutinou, je teda možné, že mocnosť slojov bola pôvodne väčšia. Vrt Banské 3 bol uprostred predpokladanej produktívnej plochy asi 500 m od predošlého vrtu. V tomto vrte sa v sutine zistili kúsky uhlia, potom v hĺbke 25 m sloj o mocnosti 0,10 m a v hĺbke 57,20 m uprostred limnokvarcitu čiastočne prekremený sloj o mocnosti 0,30 m. Vrtmi zistené sloje teda nikde nedosahujú mocnosť 0,50 m. Úlomky uhlia v sutine nasvedčujú tomu, že jestvuje ešte jeden vyššie položený a čiastočne oddenudovaný sloj alebo že sa musí počítať s komplikovanejšou tektonikou, pričom pri okrajoch panvy produktívne vrstvy sú položené vyššie a sutina pochádza z denudovaného východu.

Výskumom ložiska pri Banskom sa zistilo:

1. rozšírenie konštantnejších uhľonosných horizontov len vo východnej časti panvičky na rozlohe asi 0,5 km<sup>2</sup>,
2. nepravidelné uloženie slojov,
3. maximálna mocnosť slojov 0,45 m, z čoho vyplýva v tejto panvičke maximálna geologická zásoba 400 tisíc ton uhlia o kvalite 2500 kal.

30. IX. 1955

*Uhoľný prieskum,  
Turčianske Teplice*



## О ПРОДУКТИВНОСТИ НЕБОЛЬШОГО УГОЛЬНОГО БАССЕЙНА У СЕЛА БАНСКЕ

Угленосное осадочное пространство, подобия морфологической котловины у селения Банске, возникло в паноне после частичного образования Пряшевско — Токайских гор. В подошве содержимого котловины, также как и на ее краях, обнаружены почти всюду андезитовые брекчии. Во время угасания вулканической деятельности, когда местами произошло и гидротермальное преобразование андезитов, соединенное с оруднением, котловина была более-менее закрыта, без оттока. Образовалось в ней озеро, во первых из осадочных вод, а во вторых из термальных источников послевулканического происхождения. Наступила озерная седиментация, которая обозначена, главным образом, на основе туфитовых осадков. В дальнейшем периоде наступила седиментация лимнокварцитов из источников послевулканического происхождения. Самая значительная концентрация растений наступила в озере после осаждения лимнокварцитов. В это время углубилось и озеро, осаждались в нем слои синих пластических глин.

Вероятно, что от конца панона бассейн постепенно открывался эрозией и углублением котловины северным направлением, в течение краткого времени он оказался осушенным и осадки содержимого бассейна постепенно подвергались эрозии и отнесению. Ввиду мягкости содержимого первоначальной котловины, эрозии прежде всего было подвергнуто мягкое содержимое бассейна и только в незначительной степени окресные андезиты и пирокластиты. Поэтому современная морфология бассейна напоминает ее вид во время панона.

Площадь пресноводных осадков бассейна приблизительно 4,5 км<sup>2</sup>. На этой площади находится несколько незначительных выступов угля, мощность слоев которого не достигает 0,20 м. Бурение доказывает, что более мощные слои находятся только в пресноводных глинах в кровле лимнокварцитов.

Поэтому протяжение продуктивных угленосных слоев возможно обозначить только в восточной части котловины, на площади максимум в 0,5 км<sup>2</sup>. Слои нигде не достигают мощности 0,50 м, их качество только около 2500 калорий, а поэтому месторождение пока не имеет практического значения.

30. IX. 1955

Угольная разведка,  
Турч. Теплице

JAN SENEŠ

## ÜBER DIE PRODUKTIVITÄT DES KLEINEN KOHLENBECKENS BEI DER ORTSCHAFT BANSKÉ (BEZIRK VRANOV)

Der kohlenführende Sedimentationsraum von der Form eines morphologischen Troges bei der Ortschaft Banské ist im Pannon entstanden, nachdem das Gebirge Prešovsko-tokajské pohorie teilweise schon gebildet war. Im Liegenden der Beckenausfüllung, sowohl wie an den Rändern des Beckens wurden fast überall Andesit-Breccien festgestellt. Zur Zeit der postvulkanischen Erscheinungen, als stellenweise auch eine hydrothermale, mit Vererzung verbundene Umwandlung der Andesite stattfand, war der Trog mehr oder weniger abgeschlossen, ohne Abfluss. Es hat sich in ihm ein See gebildet und zwar einerseits aus Niederschlags-Oberflächenwasser, andererseits aus thermalen Quellen postvulkanischen Ursprungs. Es begann eine Seeablagerung, welche an der Basis hauptsächlich durch tuffitische Sedimente gekennzeichnet ist. Im nächsten Abschnitt setzte eine Sedimentation von Limnoquarziten aus Quellen postvulkanischen Ursprungs ein. Die grösste Konzentration der Pflanzen im See trat nach der Ablagerung der Limnoquarzite ein. Damals wurde der See auch tiefer und es wurden Schichten blauer, plastischer Tone abgesetzt.

Wahrscheinlich wurde das Becken seit dem Ende des Pannons allmählich durch Erosion und Eintiefung des Troges in nördlicher Richtung geöffnet. So war es in kurzer Zeit entwässert und die Sedimente der Beckenausfüllung wurden allmählich abgetragen und



verfrachtet. Da der ursprüngliche Trog eine weiche Ausfüllung hatte, wurde in erster Linie diese von der Erosion angegriffen und die Andesite und Pyroklastika der Umrandung wurden nur in geringerem Masse betroffen. Deshalb entspricht die heutige Morphologie des Beckens annähernd dessen Form in pannonischer Zeit.

Die Flächenausbreitung der Süßwassersedimente des Beckens ist ungefähr 4,5 km<sup>2</sup>. Auf dieser Fläche finden sich einige unbedeutende Kohlenausbisse mit einer Flötmächtigkeit unter 0,20 m. Durch Bohrungen wurde erwiesen, dass mächtigere Flötze nur in den Limnoquarziten aufliegenden Süßwassertonen vorkommen.

Darum kann man die Ausbreitung der produktiven kohlenführenden Schichten nur im östlichen Teile des Troges verzeichnen, auf einer Fläche von höchstens 0,5 km<sup>2</sup>. Die Flötze erreichen nirgends 0,50 m Mächtigkeit, ihre Qualität ist nur ungefähr 2500 Kalorien und darum hat die Lagerstätte einstweilen keinen praktischen Wert.

30. IX. 1955

*Kohlenforschung,  
Turčianske Teplice*

Übersetzt aus dem slowakischen von Vl. Dlabáčová



FRANTIŠEK ČECH

## ZPRÁVA O GEOLOGICKOM MAPOVANÍ NA VÝCHODNOM SLOVENSKU

*(Ruské a nemecké resumé)*

V letných mesiacoch 1955 urobil som geologické mapovacie práce územia zhruba ohraničeného čiarou Kučín, Bánovce nad Ondavou, Michalovce a Strážske na topografických sekciách 4467/4, 4468/3, 4567/2 a 4568/1. Toto územie okrem pokryvných štvrťohorných sedimentov buduje vulkanický a sedimentárny neogén.

## Stratigrafia

Burdigal-helvét leží severne od tohto územia a zasahuje doňho len čiastočne. Je vyvinutý v pestrom flyšoidnom vývoji (L e š k o 1955) a zastúpený hlavne šedými za čerstva až modrošedými slieňmi a slieňmi ílmi, v ktorých sa zriedkavo vyskytujú aj tenké lavice stredne zrnitých muskovitických pieskovcov. Vo svahu S a SV od Kladzian boli nájdené slabšie polohy červených, svetlozelených a zelenavo-žltých sľudnatých slieňov. Makrofauna ani mikrofauna tu nebola nájdená, ale D a n i h e l o v á (1954) opisuje spodnomiocénnu mikrofaunu v bridličkách flyšového vývoja tohto súvrstvia severne od Vranova. Keďže toto súvrstvie leží v podloží morského spodného tortónu, zaraďujem ho k burdigal-helvétu.

V nadloží burdigal-helvétu je vyvinutý tortón, ktorého súvrstvia vystupujú na povrch v mnohých prirodzených odkryvoch. Tortónske sedimenty môžeme rozdeliť na dva oddiely, z ktorých spodný predstavuje morské sedimenty a vrchný sladkovodné.

Spodný morský tortón je budovaný piesčito-pieskovcovitým súvrstvom a ryolitovými efiúziami a ich tufmi. Prevládajú tu hrubo lavicovité šedavé a pri navetraní žlté pieskovce, s tmelom najčastejšie ílovitým alebo slieňitým, niekedy pevnejšie s tmelom vápenatým. V tomto súvrství môžeme sledovať dve polohy vyvrelín a ich tufov. Spodný pruh je tvorený ortoklas-plagioklasovým ryolitom, ktorý miestami metamorfuje podložné sliene. V základnej mikrofelzitckej hmote živcovej a kremennej obsahuje hojne výrastlice kremeňa, kyslých plagioklasov a biotitu. Vrchný pruh tvoria ryodacitové tufy. Je to veľmi jemnozrnná bielošedá alebo zelenavošedá, prakticky nevrstevnatá a pomerne veľmi ľahká hornina. Pod mikroskopom je to sklovito popoľová hornina, ktorá je hnedasto priesvitná a v tenkom reze bezfarebná bez zreteľnejšieho zrnienia. Obsahuje malé množstvo drobných, tenkých a veľmi ostrohranných zrníek kremeňa a akcesoricky i živ-



cových zrníek. Ojedinele tu nachádzame i úlomky rôznofarebného fluidálneho skla až o priemere jedného milimetra. Najväčšiu masu horniny tvoria drobné úlomky izotropného skla väčšinou typicky konkávne obmedzeného, medzi ktorými sa nachádza ešte jemnejšia zelenkastá izotropná sklovito popolová výplň. Ryodacitové tufy prechádzajú pozvoľna do nadložných pieskovcovo-ílovitých polôh a v lome severne od Nižného Hrabovca, ako aj v ceste východne od Nižného Hrabovca tvoria niekoľko metrov mocné polohy s vrstvičkami bentonitických ílov s obsahom minerálu montmorilonitu. V tomto piesčito-pieskovcovom súvrství najmä v nadloží ryodacitových tufov sú vrstvy šedých až zelenavošedých slienitých ílov s tortónskou mikrofaunou (Daníhelová 1954).

Ďalej nasleduje slienito-ílovité súvrstvie s menšími polohami pieskov, pieskovcov, ba až drobných zlepcov. Nachádzajú sa v ňom aj šošovky ryodacitových tufov. Tieto šedé slienité vrstvy pri Nižnom Hrušove obsahujú tortónsku mikrofaunu (Candorbulina universa Jedl.) a preto zaraďujem toto súvrstvie ešte k spodnému morskému tortónu.

Južne od Lesného sú v týchto vrstvách dva výlevy granatických ryolitov. Granatický ryolit je svetlej farby s obsahom ružových granátov (pravdepodobne almandín). Štruktúra horniny je holokryštalicko-porfyrická s veľkými výrastlicami živcov a sludy sericitu.

Nad týmto súvrstvím ležia pestré slienité íly so šošovkami andezitových tufitov, v nadloží ktorých nachádzame hojnú sladkovodnú makrofaunu, a slienité vrstvy s množstvom zuhoľnatených rastlinných zvyškov. Toto súvrstvie zaraďujem k tufitickému sarmatu.

Ďalší sled neogénnych vrstiev smerom na juh nemohol som zistiť, pretože od Rakovca južným smerom sa začínajú zjavovať tzv. pozdišovské štrky, ktorých materiál tvoria väčšinou flyšové pieskovce, kremeň a menilitové rohovce. V ich podloží sa nachádzajú masné íly — pozdišovské íly, v ktorých sa nenašla makrofauna ani mikrofauna. Ide pravdepodobne o mladú pliocénnu formáciu, ktorá leží diskordantne na miocénnych vrstvách.

Pokryvné útvary. Neogénne územie je pokryté z najväčšej časti aluviálnymi žltými hlinami alebo sprašou. Medzi Ondavou a Laborcom juhovýchodne od Nižného Hrušova sú rozsiahle pleistocénne štrkové polia. Riečne údolia sú veľmi široké a sú vyplnené aluviálnymi piesčito-štrkovými nánosmi.

5. I. 1956

*Katedra nerastných surovín  
geologicko-geografickej fakulty  
Univerzity Komenského, Bratislava*

#### LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Bystrická H., 1954: Zpráva o mikropaleontologickom výskume neogénu východného Slovenska. GS V. Bratislava.

Daníhelová H., 1954: Zpráva o mikropaleontologickom vyhodnotení vzoriek z východoslovenského neogénu. GS V. Bratislava.

Leško B., 1955: Geologická stavba územia medzi Vranovom a Strážskym. GS VI, 1—2. Bratislava.

Matějka A., Kodym O. st., 1938: Zpráva o geologickém výzkumu terénu Vranov—Michalovce. Rukopis. Arch. ÚUG. Praha.



## ФРАНЦ ЧЕХ

### ДОКЛАД О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКЕ В ВОСТОЧНОЙ СЛОВАКИИ

В 1955 году мною была произведена геологическая съемка территории между селениями Кучин и Михаловце. Эту территорию образует, кроме покровных четвертичных осадков, вулканический и осадочный неоген. Бурдигалгелвет здесь представлен пестрой флишеидной формацией. В кровле бурдигал — гелвета образован тортон, который можем разделить на два отдела, из которых нижний морской тортон образован песчано-песчанистыми свитами и риолитовыми эффузиями и их туфами. В этих пластах на юг от сел. Лесне находятся два излияния гранатитовых риолитов. Верхний пресноводный тортон образован пестрыми формациями со слоями пестрых туффовитов.

Дальнейшее продолжение неогена не было возможно определить, потому что от сел. Раковце на юг начинается так наз. поздишевский галечник, в подошве которого находятся жирные пластические суглинки так наз. поздишевский суглинок. Эта формация переходит в сармат, частично и в тортон.

5. I. 1956

Геологическо-географический факультет Университета им. Коменского, Братислава

## FRANTIŠEK ČECH

### BERICHT ÜBER EINE GEOLOGISCHE AUFNAHME IN DER OSTSLOWAKEI

Im Jahre 1955 führte ich die geologische Kartierung des zwischen Kučín und Michalovce gelegenen Gebietes durch. Dieses Gebiet wird von quartären Deckenschottern und ausserdem von vulkanischem und sedimentärem Neogen aufgebaut. Burdigal-Helvet ist hier als bunte flyschoides Formation vertreten. Im Hangenden des Burdigal-Helvet ist Torton entwickelt, welches in zwei Abteilungen geteilt werden kann: Die untere, marine, ist als Sand-Sandsteinschichtfolge mit Rhyoliteffusionen und deren Tuffen entwickelt. In diesen Schichten treten südlich von Lesný zwei Effusionen granatischer Rhyolite auf. Die obere Abteilung hat Süßwasserentwicklung und besteht aus der bunten Formation mit Andesit-Tuffitlagen.

Eine weitere Fortsetzung des Neogens konnte nicht festgestellt werden, da gegen Süden von dem Dorfe Rakovec die sog. Pozdišover Schichten zu erscheinen beginnen, in deren Liegendem fette, plastische Tone, die sog. Pozdišover Tone, vorkommen. Diese Formation transgrediert auf Sarmat, gegebenenfalls auch auf Torton.

5. I. 1956

Kathedr für Mineral-Rohstoffe  
der geologisch-geographischen Fakultät  
an der Komenský Universität,  
Bratislava

Aus dem slowakischen übersetzt von V. Dlabáčová



ODOLEN KODYM st. — JOSEF DVOŘÁK — MARCELA BUKOVANSKÁ

ZPRÁVA O GEOLOGICKÉM VÝZKUMU  
V OKOLÍ TISOVCE NA SLOVENSKU

(List spec. mapy Revúca — 4564/1)

V roce 1955 vyžádal si od nás KNV v Banské Bystrici výzkum krasového území v okolí Tisovce, které je z velké části chráněno státní přírodní rezervací. Podstatnou složkou tohoto úkolu byl geologický výzkum, o jehož výsledcích podáváme tuto předběžnou zprávu.

Společnou prací v terénu bylo geologicky zmapováno území na pravém břehu potoka Furmance a řeky Rimavy v rozsahu mesozoického výběžku Muráňské plošiny. Parautochtonní krystalinikum, budující lem kolem mesozoické oblasti, nemohlo být detailněji zkoumáno, k tomu by bylo třeba zmapovat daleko větší oblast. Bylo proto vymezeno jako celek. Byla pořízena geologická mapa v měřítku 1:25 000, bohužel, na jediném existujícím podkladě starých topografických plánů. Zpracovanou genesi tisoveckého krasu současně uveřejňuje Marcela Bukovanská v Ochráně přírody, ročník 1956. Detailnější zprávu o geologickém výzkumu podáme později.

*Stratigrafie.* Na parautochtonním krystaliniku spočívá tektonická jednotka Muráňské plošiny, která se skládá z triasových sedimentů stáří spodního, středního a zčásti patrně i svrchního triasu. Vrstevní sled je vesměs neúplný, neboť triasové souvrství bylo velmi postiženo tektonicky.

*Spodní trias* je zastoupen werfenienem, který je vyvinut v podobě pestrých břidlic s vložkami pískovců, písčitých vápenců, kavernosních žlutých vápenců až dolomitických vápenců. Nikde nebyla zjištěna base werfenu, neboť werfen se stýká se svým parautochtonním podložím tektonicky. Rovněž nebyl nikde pozorován stratigrafický přechod z werfenu do střednotriasové vápencové serie, neboť i styk mezi werfenem a střednotriasovými vápenci je tektonický. Tím také vysvětlujeme, že jsme nezjistili odjinud známou polohu buněčnatých „werfenských“ dolomitů, které se vyskytují v nejvyšší části werfenského vrstevního sledu.

*Střední a svrchní trias* tvoří dvě samostatné tektonické jednotky. Severozápadní má daleko větší plošné rozšíření, kdežto jihovýchodní buduje ve východní části mapovaného území kopec Hradovou a oblast na severovýchod od něho. Severozápadní tektonická jednotka pokračuje na vlastní Muráňskou plošinu a budeme ji nazývat jednotkou Muráňské plošiny, kdežto druhou označujeme jako jednotku Hradové.

V jednotce Muráňské plošiny jsou jen velmi nedokonale vyvinuty vápence guttensteinské facie a většinou úplně chybějí. Vysvětlujeme tuto okolnost tektonicky. Mezi podložním werfenem a karbonátovou jednotkou Muráňské plošiny je tektonická plocha, podle níž se karbonátový masiv pohyboval



po plastickém werfenu. Proto schází jak nejmladší werfen, tak často i guttensteinské vápence a mezi karbonátovým středním triasem a werfenem není stratigrafický styk. Stratigrafický sled v jednotce Muráňské plošiny je tento:

1. *Guttensteinské vápence*, pochybné a jen místy zachované, tvoří tmavé vápence protkané bílými žilkami. Mocnost těchto tmavých vápenců, pokud jsou zachovány, se pohybuje přibližně kolem 10 m.

2. *Wettersteinské vápence* jsou vyvinuty v podobě šedých nebo světlešedých vápenců, jejichž mnohé polohy obsahují červeně zbarvené partie. Obsahují též lavice dolomitů až dolomitických vápenců. Tvoří největší plošnou rozlohu mesozoické serie v mapovaném území a lze říci, že červeně zbarvených partií přibývá k severozápadu. Vrstevnatost těchto vápenců je vzácná a při mapování, až na malé výjimky, nebylo možno zjišťovat směry a sklony vrstev. Vápence tvoří morfologicky nápadné hřbety a skalky. Některé polohy tmavých i světlých vápenců obsahují organické zbytky, zejména řasy, které na povrchových plochách vyvětrávají. Horninotvorné řasy budou též později detailněji zpracovány. Většina krasových zjevů, jako škrapová pole, závrtý, úvaly a jeskyně, je vyvinuta v těchto vápencích.

3. *Dolomity* jsou světle nebo temněji šedé, vyskytují se však i polohy tmavého, bělavě skvrnitého dolomitu. Jsou silně drcené a jejich mocnost je značná. Na severozápadním svahu Hradové dosahuje dolomit kolem 200 m mocnosti. Podle analogie lze tento dolomit pokládat za ekvivalent dolomitu od Muráň a pak by podle paleontologických nálezů byl nejspíše svrchnoladinského až karnického stáří (P o u b a, 1951).

V *jednotce Hradové* jsou zachovány jen střednotriasové wettersteinské vápence, vyvinuté patrně v poněkud odchylné facii, bílé nebo světle šedé, které spočívají tektonicky buď na vápencích, nebo na dolomitech jednotky Muráňské plošiny.

*Pokryvné útvary.* Svahové ssuti, hlíny, terra rossa.

Vedle toho byly zjištěny štěrky, které pokrývají souvislé a kartograficky zachytitelné plochy v kotlině na jihozápad od Tisovce. Též však byly zjištěny ojedinělé křemenné valouny, zejména v oblasti suchých dolů, které jsou nepochybně zbytkem rozsáhlejších štěrkových pokryvů. Tyto valouny se najdou i splavené do podzemních chodeb krasového labyrintu. Mají značnou důležitost pro vysvětlení celého morfologického vývoje. Jejich dnešní výška nade dnem nejbližší údolní rýhy protékané potokem Furmancem je asi 140 m. Je tedy patrné, že jsou to štěrky neogenní, které mimo to sledují staré údolní deprese naprosto jiného systému a směru, nežli je dnešní vodní síť. Vznikaly na neogenní parovině, která je místy dobře ve zbytcích patrná ve zkoumaném území a která byla výchozím morfologickým stadiem pro vznik tisoveckého krasu.

*Tektonika.* Jak již plyne z předchozích odstavců, náleží celé mesozoikum zkoumané oblasti spíšskému příkrovu budoucímu rozsáhlou oblast Muráňské plošiny. Parautochtonem je tu krystalinikum. Mesozoický příkrov není však tektonicky jednotný. Skládá se naspodu z poměrně plastických hornin werfenu, které tvoří deskovité těleso nestejně mocností a detailně tektonicky velmi porušené. Werfenská šupina má někdy velmi značnou mocnost, jindy je téměř vyválcována. Na werfenu spočívá jednotka Muráňské plošiny, která je překryta vyšším dílčím příkrovem Hradové na západ od Tisovce.



Dislokační plocha mezi oběma posléze jmenovanými jednotkami je velmi mírně ukloněna s celkovým zapadáním k jihovýchodu. Nově uváděnou jednotku Hradové můžeme sledovat směrem k Muráni, kde k ní náleží wettersteinské vápence budující skály Muráňského hradu, jak byly vymapovány Poubou (1951).

Vznik této alpinotypní stavby klademe do křídý. Ke konci paleogenu byla tato stavba dále tektonicky deformována. Jednotlivé jednotky byly zborceny, zejména tu vznikly „průvaly“ werfenského podloží do střednotriasových vápenců náležejících jednotce Muráňské plošiny. Tyto „průvaly“ tektonického podloží mají snad zčásti ráz antiklinál v příkrém úklonu ramen, jež jsou vytaženy a vyválnčovány, zčásti jsou to snad šupiny vyvlečené podle přesmykových dislokací. Na geologické mapě jeví se tyto „průvaly“ jako úzké, často prstovité výběžky werfenu do karbonátové oblasti.

Druhá skupina nejmladších dodatečných tektonických deformací jsou zlomy o příkrém úklonu dislokačních ploch. Jsou patrně z velké části radiálního charakteru. K nim patří:

1. muráňská dislokace (směr h 3),
2. zlom omezující na jihozápadě mesozoikum proti krystaliniku (směr h 8) a
3. řada příčných dislokací, omezujících zejména werfen proti střednotriasovým vápencům (směr h 8–10).

*Krás.* Výzkumy týkající se krasu byly již zpracovány, jak bylo výše vzpomenuo. Hlavní výsledky týkající se genese tisoveckého krasu jsou tyto:

1. Zkrasování začalo na parovině, která tu existovala snad již začátkem paleogenu. Tuto parovinu protékaly vodní toky, jež vytvořily široká a mělká, dosud v terénu patrná údolí. Na dně těchto úvalů jsou zmíněné sporadické křemenné valouny, které svědčí pro transport z dálky z území krystalinika. Jsou tříděné, jak odpovídá našemu předpokladu paroviny.

2. Podzemní krasové zjevy jsou v podstatě vázány na wettersteinské vápence. Proto není v tisoveckém krasu jednotný podzemní systém krasových dutin, nýbrž systémů několik, z nichž každý je vázán na jednotlivé vápencové kry oddělené od sebe hlavně werfenskými „průvaly“.

3. Hlavní jeskynní systémy vznikaly na systému staré vodní sítě na parovině. Dnes je tato vodní síť ve vápencovém území ponořena. Allochtonně vznikající potoky se noří v propadáních do hloubky na hranicích vápence a werfenu a jako vyvěračky se objevují v údolí Furmance a jinde.

4. Ponořování vodní sítě do podzemních dutin začalo postupem času, hlavně po vyzdvižení paroviny a po vzniku tím vyvolané hlubkové eroze nově založené vodní sítě. Zrychlené ponořování starých vodních toků do krasových chodeb je tedy mladého data, kdežto vodorovné (dosud neobjevené) chodby jsou starší.

5. Rychle postupující eroze Furmance vyvolává zejména v dolní části krasových podzemních toků zahlubování, které má za následek vznik dutin komínovitých anebo aspoň rychle se svažujících k místu vyvěraček v údolí Furmance (vyvěračka Teplický a periodická vyvěračka).

5. I. 1956

*Geologicko-geografická fakulta  
Karlovy university, Praha*



**СПРАВКА О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ИССЛЕДОВАНИИ В ОКРЕСТНОСТЯХ  
ТИСОВЦА В СЛОВАКИИ**

Картировалась территория на запад от Тисовца в пределах мезозойского выступа Мураньской плоскости. Единица Мураньской плоскости лежит на параавтохтонном кристаллике и состоит из триасовых седиментов возраста нижнего, среднего и вернее всего частично и верхнего триаса. Последовательность слоев не полная, так как триасовая свита сильно тектонически нарушена.

Нижний триас представлен пестрой серией верфена. Средний и верхний триас образует две самостоятельные единицы: северозападную единицу, которая продолжается в самой Мураньской плоскости и которую мы называем единицей Мураньской плоскости, тогда как юговосточная единица образует холм Градова и мы ее называем единицей Градовой.

Стратиграфическую последовательность в единице Мураньской плоскости образуют лишь местами развитые гуттенштейнские известняки, «веттерштейнские» известняки, развитые в подоби серых или темносерых известняков с прослойками красно окрашенных партий и светло или темносерыми доломитами, которые стратиграфически заходят до норийского яруса. В единице Градова сохранены лишь среднетриасовые «веттерштейнские известняки» в несколько отклоненной фации.

Весь мезозой исследованной области относится к спишскому покрову. Меловая альпинотипная структура была деформирована частично в палеогене и частично в неогене. Мураньская дислокация относится к самым младшим тектоническим деформациям (направление h 3), сброс, ограничивающий на югозападе мезозой против кристаллиника (направление h 8) и ряд поперечных дислокаций, ограничивающих главным образом верфен против среднетриасовых известняков (направление h 8—10).

Тисовецкий карст образовался на палеогенном рельефе. Подземные водные течения, обозначенные рядом воронок, расположены в направлении старых долин этого плато, как это видно из морфологии и из одиночных остатков щебней и песков, которые сохранились, как на поверхности, так и под поверхностью. Старое плато было в неогене после своего поднятия омоложено глубинной эрозией водных течений, которые имеют косое направление к старым заброшенным долинам в плато. Развитие подземных путей зависит от молодерциальной и квартерной глубинной эрозии настоящей водной сети. Подземные течения резко круто опускаются в направлении к воронкам в долинных бороздах.

5. I. 1956

Геологическо-географический факультет,  
Карлов университет, Прага

ODOLEN KODYM sen. — JOSEF DVOŘÁK — MARCELA BUKOVANSKÁ

**BERICHT ÜBER DIE GEOLOGISCHE ERFORSCHUNG IN DER UMGEBUNG  
VON TISOVEC IN DER SLOWAKEI**

Geologisch wurde das Gebiet westlich von Tisovec im Bereiche des mesozoischen Ausläufers des Plateau von Murán aufgenommen. Die Einheit des Plateaus von Murán liegt auf dem kristallinen Parautochthon und wird von unter — mittel — und zum Teile wahrscheinlich auch obertriassischen Ablagerungen gebaut. Die Schichtenfolge ist infolge der tektonischen Vorgänge immer unvollständig.

Untertrias ist durch die bunte Serie des Werfen vertreten. Mittel- und Obertrias bildet zwei selbständige tektonische Einheiten. Die nordwestliche, welche auf das eigene Plateau von Murán fortsetzt, bezeichnen wir als die Einheit des Plateau von Murán, jene südöstliche, welche den Berg „Hradová“ baut, wird von uns als Hradová-Einheit bezeichnet.



In der Schichtenfolge der Einheit des Muráň-Plateau sind nur stellenweise entwickelte guttensteiner Kalksteine, weiter graue und lichtgraue „wettersteiner“ — Kalksteine mit rötlichen Partien und lichtgraue oder graue, wahrscheinlich stratigraphisch bis ins Norien reichende Dolomite vertreten. In der Hradová — Einheit sind bloss mitteltriassische „wettersteiner“ Kalksteine in einer ein wenig abweichenden Facies dageblieben.

Das ganze Mesozoikum des in Betracht kommenden Gebiete gehört der Decke von Spiš. Der kretazische alpinotype Bau wurde teilweise im Paläogen, teilweise im Neogen deformiert. Zu den jüngsten tektonischen Erscheinungen gehört der „Bruch von Muráň“ (Richtung H 3), der Bruch durch das Mesozoikum gegen das Kristalline (Richtung H 8) und weiter eine Reihe von Querdislokationen, durch die vor allem Werfen gegen die mitteltriassischen Kalksteine (Richtung H 8—10) begrenzt wird.

Der Karst von Tisovec entstand auf einem Relief vom Charakter einer Fastebene. Die durch eine Reihe von Erdtrichtern gezeichneten unterirdischen Ströme verfolgen alte Täler auf dieser Fastebene. Das wird aus Morphologie und aus einzelnen Resten von Schotter- und Sandablagerungen klar, welche sporadisch sowohl an der Oberfläche als auch eingeschwämmt in den unterirdischen Höhlen vorkommen. Die alte Fastebene wurde im Jungtertiär nach einer Erhebung durch Erosion verjüngt. Die heutigen Flüsse und Bäche verlaufen schräg zu den alten hangenden derzeit abgelassenen Tälern der Fastebene. Die Entwicklung der unterirdischen Gänge und Höhlen wurde durch die fortschreitende jungtertiäre und quartäre Bildung der heutigen Täler beeinflusst. Die unterirdischen Ströme neigen sich in ihrem Unterlaufe steil zu ihren Mündungen in den Talrinnen, die immer tiefer werden.

5. I. 1956

*Geologisch-geographische Fakultät  
der Karl's-Universität, Prag*



GALINA HALAHYJOVÁ-ANDRUSOVÁ

### O ENARGITE V DOBŠINEJ

Pri svojich štúdiách rozsiahleho a mineralogicky bohatého zrudnenia okolia Dobšinej v Spišsko-gemerskom rudohorí našla som na starých halách SZ od kóty 1022 (tzv. Ebeberg) drobné uzavreniny enargitu v tetraedrite.

Makroskopicky nepozorovať na vzorkách enargit, len menšie žilky tetraedritu s chalkopyritom, ktorého je tu prevažné množstvo. Mikroskopicky v nábrusoch vidíme, že ide o chalkopyrit, lemovaný po okrajoch idiomorfnými kryštálkami pyritu. Medzi pyrit a chalkopyrit po ich hraniciach prenikajú žilky tetraedritu, v ktorom badáme drobné, ružovkasté uzavreniny iného minerálu (pri zväčš.  $70\times$ ).

Uvedený, doteraz neurčený minerál je šedoružovej farby a pri skrížených polaroidoch je anizotropný. Anizotropia sa pri pozorovaní s cédrovým imerzným olejom ešte zosilňuje. Farba minerálu s imerzným olejom klesá a je tmavoružová. Na niektorých zrnách pozorujeme s imerzným olejom aj dvojdráza. Literatúrou uvádzané červené reflexy, ktoré enargit niekedy máva, som nepozorovala. Tvrdosť má strednú a zhoduje sa s tvrdosťou tetraedritu. Leští sa dobre. Pri diagnostickom leptaní minerál kladne reagoval len s KCN (30 % roztok) — minerál okamžite sčernel. S ostatnými činidlami minerál nereagoval. Na základe porovnania zistených vlastností s údajmi v literatúre súdim, že ide o enargit — (ružový)  $3\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{As}_2\text{S}_5$ . Tento minerál nebol doteraz v Dobšinej opísaný. Od nájdeného bornitu v Dobšinej sa tento minerál líši silnou anizotropiou a odlišnými reakciami s chemickými činidlami.

Pozorovania sa robili na rudnom mikroskope MIN 6 pri zväčšeniach  $100\times$ ,  $235\times$  a  $352,5\times$ . Pretože ide o drobné uzavreniny s rozmermi od 0,03 mm do 0,15 mm, nemožno vykonať ani röntgenometrickú, ani spektrálnu analýzu. Z týchto dôvodov určujem minerál len na základe minerografických údajov.

Čo sa týka vzniku enargitu, spolu s tetraedritom je mladším minerálom ako chalkopyrit a je asi primárneho pôvodu.

7. I. 1956

*Katedra mineralógie a petrografie  
Fakulty geologicko-geografických vied  
Univerzity Komenského, Bratislava*



LITERATÚRA — ЛІТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

- Juško S. A.: Metódy skúmania rúd pod mikroskopom v odrazenom svetle. Bratislava 1955.  
Ramdohr P.: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Leipzig 1950.  
Doelter C.: Handbuch der Mineralchemie, IV/1. Dresden—Leipzig 1926.



RÓBERT ŠEVČÍK — JÁN KANTOR

## ARAGONITOVÁ JASKYŇA NA HRÁDKU PRI JELŠAVE

(Tab. V—VIII, ruské a nemecké resumé)

Úvod. V poslednom čase môžeme zaradiť medzi slovenské jaskyne novú, hoci malú, ale tým zaujímavejšiu hrádockú jaskyňu, ktorá je pozoruhodná z týchto dvoch príčin:

1. Hrádcká jaskyňa je vyvinutá v paleozoických vápencoch kambrosilúrskej série, najstaršej stratigrafickej jednotke gemeríd, kým takmer všetky naše jaskyne sa vyskytujú v mezozoických a mladších vápencoch.

2. V jaskyni sú zastúpené takmer výlučne aragonity, kým v dosiaľ známych slovenských jaskyniach pozorujeme bežné formy, kalcitovej kvapľovej výzdoby.

Jaskynné priestory sa vyskytujú v severnom svahu Hrádku, ktorý je na polceste medzi Štítnikom a Jelšavou. Štátnou cestou z Jelšavy smerom na Štítnik po 6 km na kopci odbočíme doľava a po 2 km úseku sa ocitneme pri hájovni. Odtiaľto sa peši dostaneme severovýchodným smerom ku štôlni Kapusta, kde prekopom z juhozápadnej smernej bol objavený vchod do jaskyne.

Okrem tejto jaskyne už v júni 1953 v druhom prekope na JV zo smernej na SV boli nafárané krásne priestory malého rozsahu s nepatrnou ojedinelou aragonitovou výzdobou. Krasové dutiny vznikli pozdĺž smernej trhliny vo vápenci.

Aragonitová jaskyňa bola objavená koncom roku 1954, keď sa pri razení prekopu v strepe urobil otvor do jaskyne, a to vypadnutím sutiny, ktorou je vyplnené dno jaskyne. Celkove v jaskyni možno nameriť ca 300 m chodieb.

## Geológia

Na geologickej stavbe Hrádku sa zúčastňujú horniny staršieho a mladšieho paleozoika. Na severnom svahu vystupuje staršie paleozoikum (posudok Bystrický, Fusán 1951), považované novšie za kambrosilúr (Máška, Fusán 1954), vo forme sericitických a chloriticko-sericitických fylitov s polohami sericitických kvarcitov, ktoré sa tiahnu od hájovne až po Dolný Hrádok ďalej na SV.

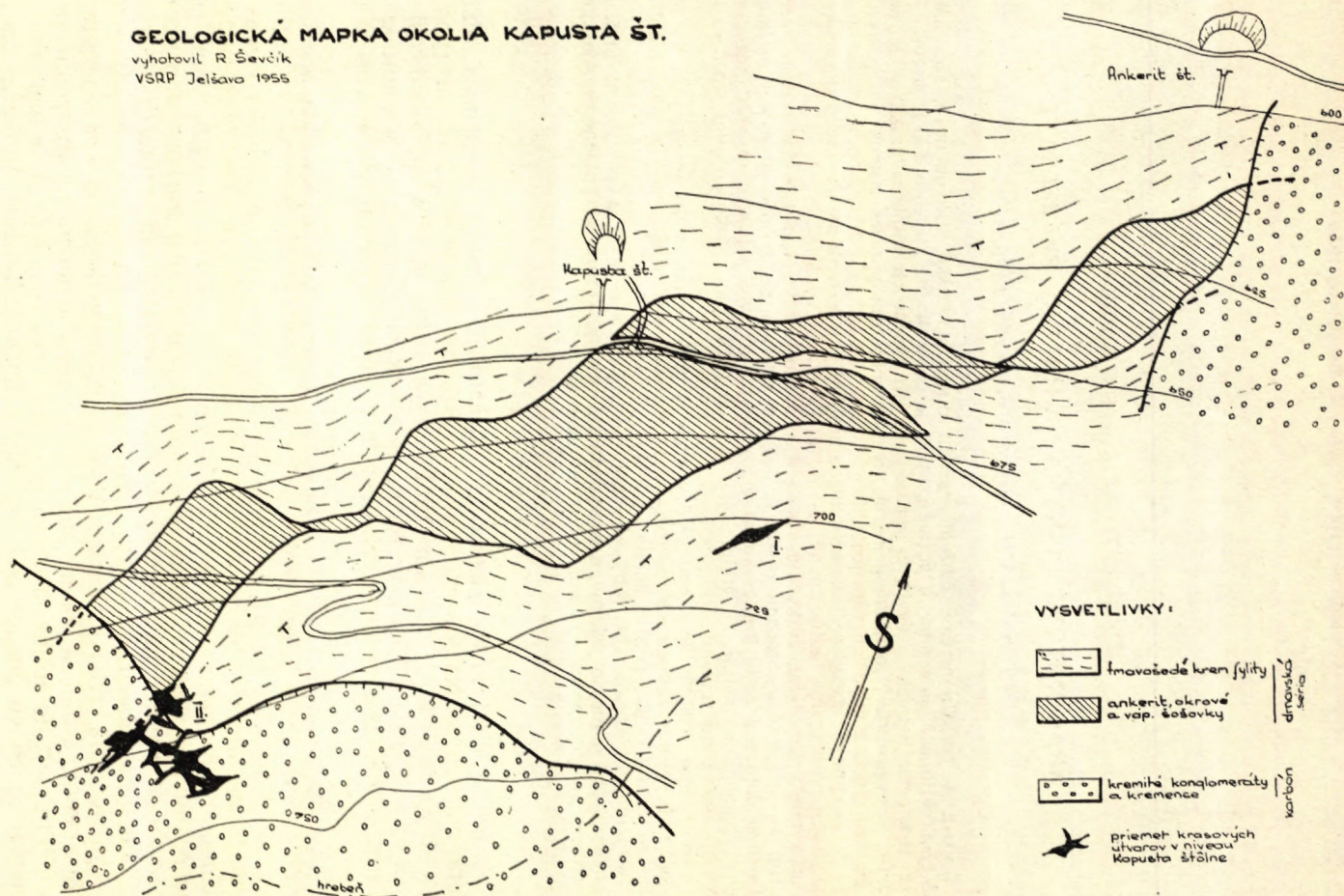
V tomto mocnom súvrství v nevelkej vzdialenosti od nadložia prebieha organogénny pruh vápencových šošoviek, ktorý je najzápadnejšie zachytený v hlavnom prekope Bezmennej štôlne a na SV na Dolnom Hrádku. Pretože na kambrosilúrskej sérii je vyvinutý vrchný karbón (zlepencový) južného pruhu gemeríd (Máška, Fusán 1954) karbonátový horizont nemožno súvisle sledovať, lebo sa miestami ponára pod karbón. Vápencové šošovky sú premenené z väčšej čiastky v dôsledku hydrometasomatických pochodov na ankerit.

Ako som už uviedol, karbonátový pruh východného smeru zachytený v Bezmennej štôlni sa ponára pod mocné sutiny a zlepence a vo vzdialenosti ca 600 m od tejto štôlne sa znovu vynára a stráca sa na SV, kde nad štôľňou Ankerit sa znovu ponára pod zlepence a kremité brekcie. V tomto úseku



# GEOLOGICKÁ MAPKA OKOLIA KAPUSTA ŠT.

vyhotovil R Ševčík  
VSRP Jelšava 1955



## VYSVETLIVKY:

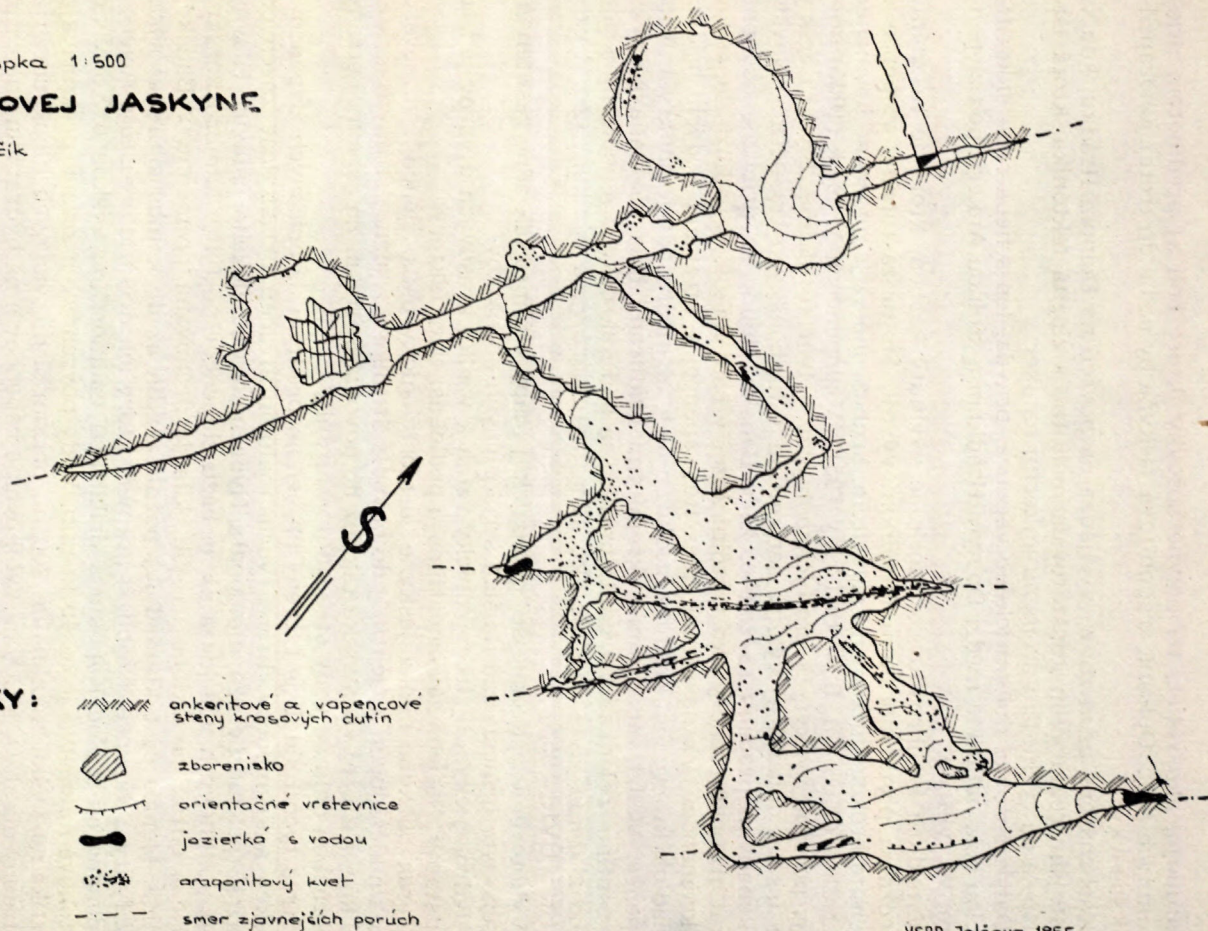
-  trnavašedé krien fylity
  -  ankerit, okrové a vap. šošovky
  -  kremiké konglomeráty a kremence
  -  priemer krasových útvarov v nivaeu Kapusta štôine
- dřevná  
šera  
karbon



Orientačná mapka 1:500

# ARAGONITOVEJ JASKYNE

Horný Hradok  
Vyhotožil R. Ševčík



## VYSVETLIVKY:

-  ankeritové a vápencové steny krasových dutín
-  zborenisko
-  orientačné vrstevnice
-  jazierka s vodou
-  aragonitový kvet
-  smer zjavných porúch

VSQP Jelčova 1955



vystupujú, ako vidieť, tri hlavné šošovky, ktoré boli aj predmetom prieskumných prác. Opísaná aragonitová jaskyňa by padla do tretej juhozápadnej šošovky.

Karbonátový pruh znovu vychádza na povrch na Dolnom Hrádku, kde sa hustejším rozfáraním konštatovala mohutná a zložitá tektonika, ktorá iste prispela na rýchlejšiu premenu ankeritu na oker.

Ďalšia šošovka dolomitického vápence, pravda, len s nepatrnou ankeritizáciou bola nafáraná medzi Doľným Hrádkom a štôľňou Ankerit pod zlepenkami vo fylitoch.

V nadloží kambrosilúrskej série je vyvinutý karbón, ktorý je tu známy v rôznom plytkomorskom faciálnom vývoji. Sú tu zastúpené: zlepenca a kremité brekie so žilovým sideritom, hrubozrnné až jemnozrnné kremence a bridlice (F u s á n, B y s t r i c k ý 1951). V zlepencoch M i š í k (1953) opisuje početné výskyty kremitých porfýrov v Banskej doline. B y s t r i c k ý a F u s á n opisujú aj výskyt serpentínu v karbónskych bridliciach. Novšie vykonanými prácami sa zistilo, že v Banskej doline sú približne obdobné stratigrafické pomery ako v štôľni Jozef v bani Rákoš. V nadloží zlepenčov a kremencov sú navetrané piesčité vápence s útržkami šedých bridlíc, v nadloží ktorých sú kremité bridlice a biele až modrošedé jemnokryštálické vápence. Medzi vápencami a kremitými bridlicami bola navrtaná šošovka serpentínu. Zelenkasté kremité bridlice sa pod mikroskopom podľa minerálneho zloženia javia najskôr ako silne metamorfované bázikum (Zd. T r d l i č k a ÚVR, 1955).

Vyhotovenie podrobnejšej geologickej mapy v tomto tak silne zasutenom teréne iste prinesie rad ďalších štruktúrnych poznatkov.

Hydrologický a hydrogeologický vzťah k vzniku krasových útvarov je iste podstatný. Na jeho závažnosti majú podiel asi tieto faktory:

Terén blízkeho okolia jaskyne je morfológicky ostro členený; zo severu údoľím klesajúcim k Ochtinej do povodia Štítnika a z južnej strany Banskou dolinou, z ktorej voda steká taktiež do povodia Štítnika. Zo západnej strany Žobráckou dolinou vody stekajú do Muráňky.

Stred týchto údolí je tvorený hrebeňom predtým už opísaných zlepenčov, brekcií a kremencov, ktoré tvoria malú infiltračnú oblasť dost' značných zrážok (priemerne 825 mm podľa Hydrometeorologického ústavu). Hlavná časť puklinových vôd klesá až na bázu zlepenčov po fylity kambrosilúrskej série a odtiaľ po úklone na juh, kde je drénovaná prameňmi v Banskej doline. Menšia časť klesá ďalej pozdĺž puklín až do kambrosilúrskej série cez fylity a vápence. Najbližší prameň, ktorý ich drénuje, vyúsťuje severovýchodne od štôľne Kapusta s približnou nadmorskou výškou 613,3. Jeho výtokové množstvo je ca 40 lit/min. Vody povrchových zrážok prekonávajú vertikálnu výšku maximálne 200 m, pričom si do značných hĺbok udržujú potrebný obsah O<sub>2</sub> a CO<sub>2</sub> na vylúhovanie vápencov a na hydratáciu ankeritu. Puklinové vody sa pohybovali najmä po poruchách smer SV-JZ a po vedľajších priečných poruchách a kanálikoch smeru V-Z, ktoré vlastne spájajú smer SV-JZ. V miestach, kde sú polohy vápencov, nad hladinou spodnej vody puklinové vody dalí vznik ďalej spomínaným krasovým zjavom.

Vplyvom supergénnych pochodov ankeritové partie podliehajú procesu limonitizácie, a to po intergranulárnych a štiepných trhlkách. Tento proces možno dobre pozorovať v blízkosti hlavných smerných porúch smeru



SV-JZ, ktorých okolie je okerizované od niekoľko centimetrov až na niekoľko metrov. Kým na Hornom Hrádku limonitické okry majú ešte reliktný ankerit, na Dolnom Hrádku obidva katióny Ca a Mg sú takmer celkom vylúhované. Röntgenometrický výskum (Zd. Trdlička ÚVR, 1955) ukázal, že okry Dolného Hrádku sú prevažne tvorené kryptokryštalickým goetitom. Podľa intenzity limonitizácie a obsahu Mn farba okrov kolíše od žltohnedej až po tmavohnedú a čiernohnedú, pričom okry sa vyznačujú vysokým obsahom voľnej vody.

Vlastný proces metasomatizácie možno jedinečne študovať v juhozápadnej rozšírenej časti smernej chodby aragonitovej jaskyne, kde sa čiastočne zokrovaný ankerit s kremeňom ostro vyníma od bieleho až modrého vápenca. Mimoriadne zaujímavé sú hraničné miesta ankeritu s vápencom. Ankerit tvorí vo vápencoch hniezda, pritom však dodržiava pôvodnú vrstevnatosť vápencov, čo pôsobí dojemom, že tu vplývala základná chemicko-fyzikálna vlastnosť jednotlivých vápencových vrstvičiek, v dôsledku čoho aj proces metasomatózy bol selektívny. Tak ako jednotlivé rôznofarebné vápencové vrstvičky, aj ankeritové polôžky sú fantasticky zvrásnené, čo im dáva ráz fluidálnych štruktúr.

### Opis aragonitovej jaskyne

Z prekopy komínom v okrovej sutine sa vchádza do hlavnej smernej chodby, ktorá je dlhá 90 až 100 m. Smerom na JZ dolu ostrým zrázom vchádzame do prvej priestrannej vstupnej siene. Z juhozápadnej strany je pekne vyvinuté riečište s okrovými miniatúrnymi meandrami a terasami, ktoré v západnej časti splyývajú s hladinou vody, ktorá stojí len v období zrážok. V období sucha voda počvou a západným komínom steká hlbšie. V tom istom období boli tu pozorované v usadenej okrovej mase egutačné jamky dvojakého druhu, a to pri jedných krátery sú bez okolného navršenia, pri druhých zas pripomínajú miniatúrne bahenné vulkány. Kvapky vody padajúce zo stropu strhávajú so sebou častice limonitických okrov, ktoré po klesnutí vody vytvárajú svojrázne útvary. Kvapky stekajúce zo stropu po vyčnievajúcich kremenných rôznotvarových útvaroch (vypreparované žilné kremene po rozklade ankeritu) vytvárajú egutačné jamky bez navršenia okra. V západnej časti sa v stropných dutinách stretávame s prvými aragonitovými výzdobami. Na jednom mieste možno tu pozorovať na zokrovanom ankerite vývojové štádiá, a to od aragonitových povlakov cez drobné ihlice až po vyvinuté veľké jedince. Možnosť prepadu vody z tejto siene je vo východnej a západnej časti komínmi. Tieto komíny, ako aj ďalšie neboli ďalej preskúmané.

V pokračovaní na JZ po smernej chodbe, pri značnom stúpaní možno vidieť 4 výčnelky na pravej a ľavej strane, v ktorých sú menšie výzdoby v stropných dutinách.

Popod menší previs sa dostaneme do prvej priechnej chodby, ktorou boli objavené ďalšie priestory. Priechna chodba je asi 1,5 až 2 m široká a 25 m dlhá. Spočiatku je len ojedinelá výzdoba — v strednej časti nepravidelne vyvinuté stalaktity a stalagmity a vo východnej, lomenej časti bohatá, bielo jagajúca sa spleť aragonitového súkvetia. Aj spájajúca chodba s druhou hlavnou priechnou chodbou je zdobená aragonitovými tvarmi.



Do druhej priečnej chodby možno sa dostať tiež popod nízky previs plazením z hlavnej smernej chodby. Po niekoľkých metroch klesania cez priehlbeň, v ktorej sa voda stráca komínmi, vystúpime do priestranných siení druhej priečnej chodby. Hneď od odbočky napravo po malé jazierko lemované sintrom, steny a strop sú zdobené nespočítanými malými krasovými útvarmi ešte nedokonale vyvinutými, takže pôsobia dojmom hviezdnej oblohy.

Od sintrového jazierka smerom SVV kráčame najbohatšie zdobenou sieňou. Smerná puklina v strope siene je úplne vyplnená bielym aragonitovým kvetom a pre množstvo bielych kvetov bola nazvaná „mliečnou dráhou“. Po pravej strane medzi aragonitovou výzdobou visí zaujímavý útvar — stalaktit vo forme srdca, zvaný „srdce Hrádku“. Smerom SVV sieň končí čelnou bohate zdobenou úzkou puklinou — aragonitovou kaplnkou. Ani druhá smerná chodba pripojujúca sa k „mliečnej dráhe“, nezaostáva v bohatosti výzdoby. Sú tu najmä početné trsovito-vejárovité útvary a v juhozápadnej časti aj zaujímavé kvety, ktoré sa podobajú stúleným púpavám. V pokračovaní druhej priečnej chodby v smere priečných trhliniek visí zo stropu nevelká, ale bohato kombinovaná výzdoba. Po ľavej strane je aj mohutný nízky stalagnát hojne lemovaný aragonitovým kvetom. Vo východnom ukončení chodby v stropných dutinách sú hniezda bielo jagajúcich sa aragonitových spleť. Posledná smerná chodba je chudobnejšia na výzdobu, klesá a končí severovýchodne stojatou vodou medzi ankeritovými balvanmi bez výzdoby. V pokračovaní hlavnej smernej chodby na JZ klesajúc dostaneme sa do priestrannej miestnosti; v jej strede sú trosky vápencov, ktoré sa uvoľnili zo stropu. Vo východnej časti v bielych a modrastých vápencoch sú jedinečné a zaujímavé evorzné tvary — vodou vyleptané a vyhlodané dutiny. Na bočných stenách možno študovať genetické vzťahy ankeritu vo vápencoch. Smerná chodba pokračuje ďalej na JZ, stále sa zužuje až končí.

### Aragonity

Hoci pri hrádockom aragonite môžeme makroskopicky odlíšiť v podstate iba dve formy vystupovania, a to kryštalický typ a na pohľad úplne celistvý typ, predsa ho právom môžeme zaradiť medzi najkrajšie vôbec známe úkazy tohto druhu.

Najmä makroskopicky celistvé, ale mikroskopicky kryptokryštalické typy sa vyznačujú najfantastickejšími tvarmi. Kričkovité formy so sprehybanými, mnohonásobne sa vetviacimi odnožami, ktoré pripomínajú „železný kvet“ z Eisenerzu v Rakúsku, sú veľmi rozšírené (tab. VIII, obr. 1). Niekedy bývajú špirálovite stočené a vytvárajú dvojnásobné až trojnásobné špirálovité závitky (tab. VI, obr. 1). Nechýbajú ani aragonity napodobujúce palmové listy. Na viacerých miestach vznikli aragonity podobné klinčekom (tab. V, obr. 2), so zdureným, rozvetveným, kvet pripomínajúcim ukončením na tenučkých stopkách. Na niektorých trhlinách sa vytvorili vejárovité, v jednej rovine a z jedného centra vychádzajúce tyčinky aragonitu. Červíkovité a hadovité zvlnené typy sú neobyčajne rozšírené.

Osobitné miesto zaujímajú vetvičkovité útvary, ktoré pri priemere do 2—3 mm dosahujú dĺžku 30—40 cm s jednotlivými priamočiarymi segmentami nesprehybanými ako v predošlých prípadoch (tab. VI, obr. 1).



Aj typy kryštalických aragonitov sú v hrádockej jaskyni veľmi rozšírené a najčastejšie sú intímne späté s kríčkovitými kryptokryštalickými formami. Sú to ihličkovité kryštáliky s dĺžkou od zlomku milimetra až nad 10 cm. Obvykle sú sklovité alebo zakalené. Vytvárajú radiálne lúčovité agregáty, prípadne drobnoihličkovité povlaky priamo na vápencovom podklade.

Medzi makroskopicky celistvými typmi, tzv. „porculanitmi“, a kryštalickými aragonitmi jestvujú pozvoľné prechody. Náznaky k takýmto prechodom sa začínajú prejavovať predovšetkým v okrajových častiach „porculanitov“, ktoré sa skladajú z množstva drobučkových ihličiek aragonitu, kým vnútorné časti zaujíma kryptokryštalická aragonitová masa. S pribúdaním kryštalinity aragonitov postupne ubúdajú pri kríčkovitých formách sprehybané a oblúkovité ramená na úkor priamych a priamočiare sa vetviacich foriem (tab. VI, obr. 1), ktoré sú tvarove podmienené kryštalizáciou.

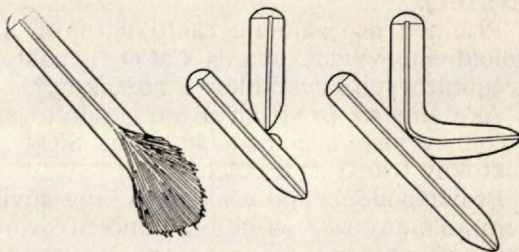
Po genetickej stránke sú zaujímavé červíkovité kryptokryštalické aragonity, ktoré sú ukončené radiálne lúčovitými zhlukmi dobre vyvinutých kryštálikov aragonitu.

Kým prechody medzi kryptokryštalickými a kryštalickými formami bývajú častejšie pozvoľné, nebýva to naopak. Ak na agregát kryštalických aragonitov nasadajú kryptokryštalické, je ich styk ostrý.

Zo vzájomného pomeru oboch vývojov aragonitu vyplýva, že kryštalické formy často vznikali v dobe, keď sa tvorba kryptokryštalických chýlila ku koncu. Inokedy opäť nastávalo najprv vylúčenie kryštalických a až po nich kryptokryštalických foriem. Pri vzniku rôznych foriem aragonitu badať teda určité časové striedanie.

Hlavnú príčinu pestrosti tvarov tunajších aragonitov musíme hľadať v menlivosti genetických podmienok, za ktorých vznikali.

Kríčkovité a červíkovité sprehybané formy sú odzrkadlením koloidného štádia, ktoré bolo hlavnou silou modifikujúcou ich tvar a vnútornú stavbu. Koloidné vypadnutie aragonitu mohlo nastať z koloidných roztokov, v ktorých úloha ochranného koloidu pripadala kyseline kremičitej. Pri spektrálnych analýzach



kríčkovitých kryptokryštalických aragonitov sa ukázalo, že obsahujú omnoho viac heterogénnych prímies ako kryštalické aragonity. Medzi nimi je dosť obvyklý i  $\text{SiO}_2$ . Táto skutočnosť by mohla nasvedčovať tomu, že aspoň v určitých prípadoch malo koloidné  $\text{SiO}_2$  skutočne úlohu ochranného koloidu pri prenose vápnika v tunajšej jaskyni.

Treba však mať na zreteli, že presýtenosť roztokov mohla spôsobiť rovnakou mierou vyvločkovanie koloidného  $\text{CaCO}_3$ , čo je najmä v prípade hrádockej jaskyne pravdepodobné.

Kríčkovité kryptokryštalické formy aragonitu vďaka teda za svoj tvar dvom faktorom: koloidnému charakteru  $\text{CaCO}_3$  vylúčeni a kapilárnym silám usmerňujúcim hromadenie koloidných častíc. Kapilárne sily (osmotický tlak) sa uplatňovali v osi kvapľovitých aragonických rúrok, ktoré sa vyznačujú prázdnu, ničím nevyplnenou kapilárnou dutinkou. Červíkovité



a skrutkovité ohyby rúrok sú výsledkom zmien v smere pôsobenia kapilárnych síl, ktorých príčiny mohli byť veľmi rozmanité.

Prípad takejto náhlej zmeny v raste kryptokryštalického aragonitu znázorňuje náčrt na str. 167. Priamočiarej živiacej kapiláre prišla do cesty iná vetva, ktorá spôsobila nielen jej odklon o  $90^\circ$  od pôvodného smeru, ale i zmenu v priečnom priereze kapiláry, a to z kruhovitého na silne pretiahnutý trojuholníkovitý prierez. Malé, t. č. už ťažko zistiteľné nepravidelnosti v hromadení aragonitu bezprostredne lemujúceho kapiláry vplývali na smer osmotického tlaku a mali za následok ohýbanie aragonitových rúročiek.

Pri mikroskopickom výskume kryptokryštalických foriem sme spozorovali veľmi zaujímavú vec. Kapilárne rúročky v osi aragonitových vetvičiek nebvávajú vždy z aragonitu. V mnohých prípadoch pozostávajú z jemnučkých rúročiek amorfnej kyseliny kremičitej — opálu. Tieto sa dajú pomerne ľahko získať rozpustením okolného aragonitu kyselinou soľnou. Pod mikroskopom sú celkom izotropné s indexom lomu ca 1,47. Tvar jednotlivých častíc tvoriacich kapiláru je často lištovitý a je podmienený tým, že spevnenie opálovej hmoty nastalo až vtedy, keď pôvodná koloidná zrazenina  $\text{CaCO}_3$  nadobudla metakoloidný, kryptokryštalický charakter. Opál v tomto štádiu kryštalizácie zaujal voľné priestory medzi mikrolitmi aragonitu, kde nastalo jeho konečné spevnenie. V iných prípadoch bezprostredné okolie kapilárnych otvorov býva tvorené priamo kryptokryštalickým aragonitom.

Na postupné vystriedanie kryptokryštalického (koloidného) rastu kryštalickým rastom sú v hrádockej aragonitovej jaskyni veľmi početné príklady. Niektoré z nich uvádzame na tabuľke VIII, obr. 2. V priereze vidieť normálny vývoj rúrky z kryptokryštalického aragonitu. Z jej rozšíreného konca vyrastá pekne vyvinutý trs radiálne lúčovitých kryštálikov aragonitu (náčrt str. 167).

Príčinou pre zámenu rastu v tomto smere je zrejme zánik podmienok koloidného vyvločkovania  $\text{CaCO}_3$  a nastolenie podmienok pre priamy rast aragonitových kryštálikov z roztokov.

Ako sme už predtým uviedli, takýto stav môže nastať tak, že ochranný koloid, v našom prípade koloidné  $\text{SiO}_2$ , sa z určitých príčin nedostáva do roztokov transportujúcich Ca.

Pravdepodobnejšie však tieto javy súvisia s koncentráciou roztokov, pričom koloidný rast sa deje z koncentrovaných roztokov, vznik kryštalického aragonitu naproti tomu zo zriedených. Medzi kryptokryštalický „aragonitový kvet“ a pevný podklad vápencov kambrosilúrskej série sa často vkladá poloha hmoty, ktorá je vo vlhkom stave mazľavo drobivá a pri vysušení krehká. Mikroskopický a röntgenometrický výskum ukázal, že aj tu ide o vláskovité mikrolity aragonitu.

Okrem aragonitu sa vyskytujú v hrádockej jaskyni aj kalcitové stalagmity a stalaktity, prípadne stalagnáty, s akými sa stretávame v ostatných kvapľových jaskyniach Slovenska. Tieto bývajú staršie ako aragonitové výkveti.

Z doterajších prác vyplýva, že pri syntetickej príprave rôznych modifikácií uhličitanu vápenatého je najdôležitejším faktorom teplota. Aragonit predstavuje modifikáciu, ktorá bola umele pripravená vždy pri vyšších teplotách — v čistom stave nad ca  $60^\circ\text{C}$ . Pod ca  $30^\circ\text{C}$  vzniká kalcit a medzi uvedenými teplotami zmes kalcitu s aragonitom. Výsledky týchto laboratór-



nych pokusov zrejme nie je možné aplikovať priamo na pomery v hrádockej aragonitovej jaskyni, keďže tu v nijakom prípade nemôžeme počítať s teplotami okolo 60 °C, ale práve naopak s priemernou teplotou okolo 10 °C. Preto samotný chemizmus roztoku musel vplývať na to, či sa  $\text{CaCO}_3$  vylúčil ako kalcit alebo aragonit. Do akej miery sa pri tom uplatnili zlúčeniny Fe, Mg prípadne  $\text{H}_2\text{SO}_4$  ukážu ďalšie výskumy. Detailné práce v tomto smere prinesú zaiste rozriešenie aspoň niektorých problémov, ktoré sa týkajú podmienok vzniku aragonitu a kalcitu v jaskyniach.

Naše doterajšie výskumy v aragonitovej jaskyni ukázali, že i tu predstavuje kalcit stabilnú modifikáciu uhličitanu vápenatého. Našli sme tu nad sebou „železný kvet“ dvoch generácií, ktoré zrejme vznikli v značných časových odstupoch po sebe. Röntgenometricky bol preukázaný kalcit ako jediný minerál staršej generácie a v mladšej výlučne aragonit. Kalcit vo forme „železného kvetu“ patrí zaiste k neobyčajne zriedkavým, v literatúre zatiaľ neopísaným zjavom.

Geologicko-mineralogickí pracovníci môžu v hrádockej jaskyni získať ešte veľa cenných poznatkov, najmä o vzniku rôznych foriem  $\text{CaCO}_3$ . Svojou krehkou skamenenou krásou by si hrádocká jaskyňa zaiste získala i srdcia tých, čo poznajú čaro ostatných kvapľových jaskýň na Slovensku.

9. II. 1956

*Východoslovenský rudný prieskum,  
Jelšava,  
Geologický ústav D. Štúra,  
Bratislava*

#### LITERATÚRA — ЛІТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Ahlburg J., 1912—13: Über die Natur und das Alter der Erzlagerstätten des oberungarischen Erzgebirges. Mitt. a. d. Jahrb. d. kgl. Geol. Anstalt. XX, 7. Budapest.

Böckh H., 1905: Die geologischen Verhältnisse des Vashegy, des Hradek und der Umgebung dieser (Comitat Gömör). Tamtiež, XIX, 3. Budapest.

Šuf J., 1935: Magnesitová ložiská a geologické pomery okolí Jelšavy na Slovensku. Báňský svet, roč. 1935.

Šuf J., 1935: Poznámky o geologii rudní oblasti železnícke na Slovensku, Báňský svet, roč. 1935.

Papp K., 1919: Die Eisenerz und Kohlenvorräte des ungarischen Reiches, Budapest.

Mišík M., 1953: Geologické pomery medzi Jelšavou a Štítnikom. Geol. sbor. SAV IV, 3—4, Bratislava. Rukopis.

Bystrický J., Fusán O., 1955: O veku pieskovcového súvrstvia v okolí Štítnika. Věstník ÚUG, XXX, 1.

Bystrický J., Fusán O., 1951: Zpráva o geologickom mapovaní v oblasti Štítnik—Jelšava. Bratislava.

Kyntera F., 1950: Zpráva o geol. mapovaní kutacích štôlní na Hrádku pri Štítniku. Geologicko-paleontologický ústav VŠB, Ostrava. Rukopis.

Fusán O., — Máška M., 1954: Záverečná zpráva o základnom výskume Spišskogemerského rudohoria za r. 1953—54. Bratislava. Rukopis.



**АРАГОНИТОВАЯ ПЕЩЕРА НА ГОР. ГРАДОК У СЕЛ. ЕЛШАВА**

(Табл. V—VIII)

В готландских (?) известняках камбросилурской серии на горе Градок приблизительно в 6 км на восток от Елшавы, которые отличаются интенсивной анкеритизацией, при горных работах была обнаружена пещера с арагонитовыми украшениями. Здесь представлены криптокристаллические, первоначально коллоидально неправильно изогнутые пучки «железного цветка», наряду с в совершенстве развитыми стебельчатыми до 10 см длинными кристаллами арагонита. Часты случаи, когда у того-же самого пучка была коллоидальная стадия роста постепенно замещена кристаллизацией. Неправильное, червякообразное и спиральное сворачивание «железного цветка» является результатом совместного действия коллоидальной агглютинации  $\text{CaCO}_3$  с капиллярными силами. В многих случаях был найден капилляр из опала в криптокристаллических трубках арагонита.  $\text{SiO}_2$  в этом случае мог играть роль охраняющего колоида.

Кроме арагонитового «железного цветка» был обнаружен и кальцит, образующий одинаковые формы. Этот кальцитовый «железный цветок» принадлежал старым генерациям, на которых росли пучки молодого червякообразного криптокристаллического арагонита. Этот факт мог бы свидетельствовать о том, что в этом случае кальцит возник как более стабильная форма  $\text{CaCO}_3$  рекристаллизацией первоначального арагонита.

До какой степени возникновение  $\text{CaCO}_3$  во форме кальцита или же арагонита обусловлено наличием  $\text{SiO}_2$ , соединениями Mg и Fe, возможно иными факторами, является предметом более детального исследования.

9. II. 1956

ROBERT ŠEVČÍK—JÁN KANTOR

**DIE ARAGONITHÖHLE AM HRÁDOK BEI JEĽŠAVA**

(Tab. V—VIII)

Am Berge Hrádok, cca 6 km östlich von Jeľšava kommen in der kambro-silurischen Serie ankeritisierte Kalke vor. Bei den au. Ankerit betriebenen Bergarbeiten wurde eine Höhle erschlossen, die sich durch prächtige Aragonitbildungen kennzeichnet.

Sehr häufig ist Aragonit in der Form der sogenannten Eisernen Blüte entwickelt. Auch wohl kristallisierte Typen in denen sich langprismatische Kristalle von wenigen Millimetern bis 10 cm Länge zu radial-strahligen Aggregaten anhäufen, sind vertreten. Zwischen den kryptokristallinen und kristallisierten Formen gibt es zahlreiche Übergänge. Am häufigsten kann man ein Auslösen der kolloidalen Fällung durch Kristallisation beobachten. Als Zufuhrkanäle dienten den kryptokristallinen Formen Kapillaren, die öfters aus einem Opalröhrchen bestehen.

Die Form der Aragonite wird entweder durch die Zusammenwirkung der kapillaren Kräfte mit der kolloidalen Ausfällung des  $\text{CaCO}_3$  (Eiserne Blüte) oder durch die Kristallisationskraft (geradlinige verästelte Formen, gut ausgebildete Kristalle) beherrscht.

Ausser Aragonit wurde vereinzelt in der Form wurmförmiger Gebilde auch Kalzit beobachtet. Es handelte sich um Eiserne Blüten älterer Generationen, die als Unterlage neueren, jüngeren Aragonitblüten dienten. Den Kalzit könnte man hier als eine stabile Modifikation, die durch Umkristallisierung aus Aragonit entstanden ist, deuten. Weitere Untersuchungen dieser einzigen slowakischen Aragonithöhle werden sicher auch neue Angaben über die genetischen Bedingungen von Kalzit und Aragonit liefern.

9. II. 1956

Ostslowakische Erzforschung, Jeľšava  
Geologische Anstalt D. Štúr's,  
Bratislava



## Erläuterungen zu den Bilderbeilagen

### Tafel V.

- Abb. 1. Detailliert gefaltete gotlandische (?) Kalke der Kambro-Silurischen Serie mit Quarzlinen (dunkelgrau).  
Abb. 2. Kristallinischer Aragonit und „Eisenblüte“ längs einer Spalte. Nelkenähnliche Aragonite in der rechten oberen Ecke.

### Tafel VI.

- Abb. 1. Spiralenförmig gewundene Aragonite. Oben dünnästige Formen mit überwiegend geraden Segmenten als Folge des Vorherrschafts der Kristallisation über den kolloidalen Vorgängen während des Wachstums.  
Abb. 2. Kryptokristallinischer Aragonit. Rechts oben und links unten radialstrahlige Kristalle.

### Tafel VII.

- Abb. 1. Kristallinischer Aragonit entwickelt an einigen Stellen, an denen die Zufuhrkapillaren der „Eisenblüte“ nach bogenförmigem Verlauf wiederum die Unterlage berührten.  
Abb. 2. Übergangstypen zwischen kryptokristallinen und gut kristallisierten Aragonitformen.

### Tafel VIII.

- Abb. 1. „Eisenblüte“ teilweise durch Eisenocker verfärbt,  $\frac{1}{2}$  nat. Gröse.  
Abb. 2. Kryptokristallinische Aragonittypen, deren Zufuhrkapillaren während späterer Stadien das Wachstum kristallisierter Formen ermöglichten.







## СОДЕРЖАНИЕ

|                                                                                                                                                                |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 1. Кантор Ян — Купчо Гейза: Абсолютный возраст лепидолитов при сел. Рожна в Моравии на основании метода радиогенного стронция . . . . .                        | 3   |
| 2. Шалат Ян: Номенклатура вулканитов некоторых вулканических горных цепей Западных Карпат и Вигорлата по Риттманну . . . . .                                   | 13  |
| 3. Магель Михаил: К стратиграфии Стратенского кряжа . . . . .                                                                                                  | 25  |
| 4. Фусан Ото — Машка Мирослав: К стратиграфии готланду (?) в гемеридях . . . . .                                                                               | 65  |
| 5. Сенеш Ян: Замечания о геотектоническом и палеогеографическом развитии неогена восточной Словакии . . . . .                                                  | 75  |
| 6. Петрбок Ярослав: Плейстоценные моллюски сел. Шаровце над Гроном . . . . .                                                                                   | 89  |
| 7. Ярковский Ян — Купчо Гейза: Предварительное сообщение об исследовании редких химических элементов, в частности ванадия . . . . .                            | 101 |
| 8. Розложник Ладислав — Шалат Ян: Доклад о подробном геологическом картографировании окрестностей Годрушских прудов на запад от гор. Банска Штявница . . . . . | 109 |
| 9. Бемер Милослав — Валах Ян: Предварительное сообщение об исследовании антимонитовых месторождений в сел. Дубрава на северном склоне Низких Татр . . . . .    | 123 |
| 10. Пацал Зденек: Краткий очерк по истории добычи цинковой и свинцовой руд у сел. Ардово . . . . .                                                             | 131 |
| 11. Полак Станислав: Нахождение магнетита на Железнике у села Тренч. Ястрабие . . . . .                                                                        | 137 |
| 12. Сенеш Ян: О продуктивности небольшого угольного бассейна у села Банске . . . . .                                                                           | 145 |
| 13. Чех Франц: Доклад о геологической съемке в восточной Словакии . . . . .                                                                                    | 151 |
| 14. Кодым Одолен сен. — Дворак Юсиф — Букованска Марцела: Доклад о геологической разведке в окрестности села Тисовец . . . . .                                 | 154 |
| 15. Андрусова — Галагия Галина: Об энургите из окрестностей г. Добшина . . . . .                                                                               | 159 |
| 16. Шевчик Роберт — Кантор Ян: Арагонитовая пещера на гор. Градок у сел. Елшава . . . . .                                                                      | 161 |



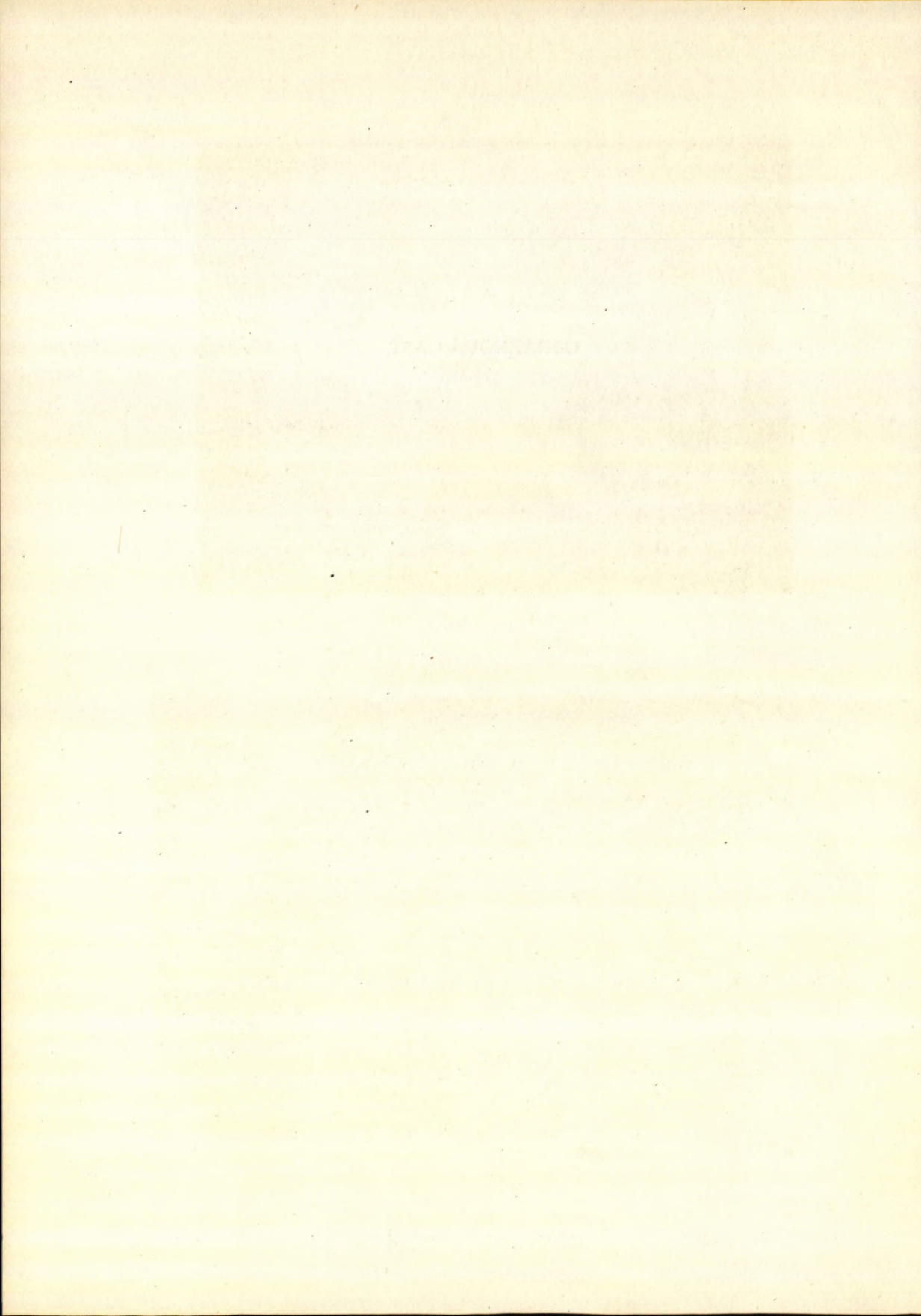
# INHALT

|                                                                                                                                                                        |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 1. Kantor Ján—Kupčo Gejza: Über das absolute Alter der Lepidolithe von Rožná in Mähren auf Grund der Strontiummethode . . . . .                                        | 3   |
| 2. Šalát Ján: Die Nomenklatur der Vulkanite einiger vulkanischer Gebirge der Westkarpathen und des Vihorlat nach Rittmann . . . . .                                    | 13  |
| 3. Maheľ Michal: Zur Stratigraphie des Gebirges Stratenská hornatina . . . . .                                                                                         | 25  |
| 4. Fusán Oto—Máška Miroslav: Zur Stratigraphie des Gotlands (?) in den Gerneriden . . . . .                                                                            | 65  |
| 5. Seneš Ján: Bemerkungen zur geotektonischen und paläogeographischen Neogenentwicklung in der Ostslowakei . . . . .                                                   | 75  |
| 6. Petrík Jar.: Pleistozäne Mollusken in Šárovce nad Hronom . . . . .                                                                                                  | 89  |
| 7. Jarkovský Ján—Kupčo Gejza: Beitrag zur Geochemie der Spurenelemente vornehmlich des Vanadium . . . . .                                                              | 101 |
| 8. Rozložník Ladislav—Šalát Ján: Bericht über die genaue geologische Kartierung in der Umgebung der Teiche „Hodrušské rybníky“ westlich von Banská Štiavnica . . . . . | 109 |
| 9. Böhmér Miloslav—Valach Ján: Vorläufiger Bericht über die Erforschung der Antimonitlagerstätte in Dúbrava am Nordhang der Niederen Tatra . . . . .                   | 123 |
| 10. Pácal Zdeněk: Kurzer geschichtlicher Abriss des Abbaues von Zink- und Bleierz bei Ardovo . . . . .                                                                 | 131 |
| 11. Polák Stanislav: Über das Magnetitvorkommen am Železník bei der Ortschaft Trenč. Jastrabie . . . . .                                                               | 137 |
| 12. Seneš Ján: Über die Produktivität des kleinen Kohlenbeckens bei der Ortschaft Banské (Bezirk Vranov) . . . . .                                                     | 145 |
| 13. Čech František: Bericht über eine geologische Aufnahme in der Ostslowakei . . . . .                                                                                | 151 |
| 14. Kodym Odolen sen.—Dvořák Josef—Bukovanská Marcela: Bericht über die geologische Erforschung in der Umgebung von Tisovec in der Slowakei . . . . .                  | 154 |
| 15. Halahyžová—Andrusová Galina: Über Enargitvorkommen in Dobšiná . . . . .                                                                                            | 159 |
| 16. Ševčík Robert—Kantor Ján: Die Aragonithöhle am Hrádok bei Jelšava . . . . .                                                                                        | 161 |

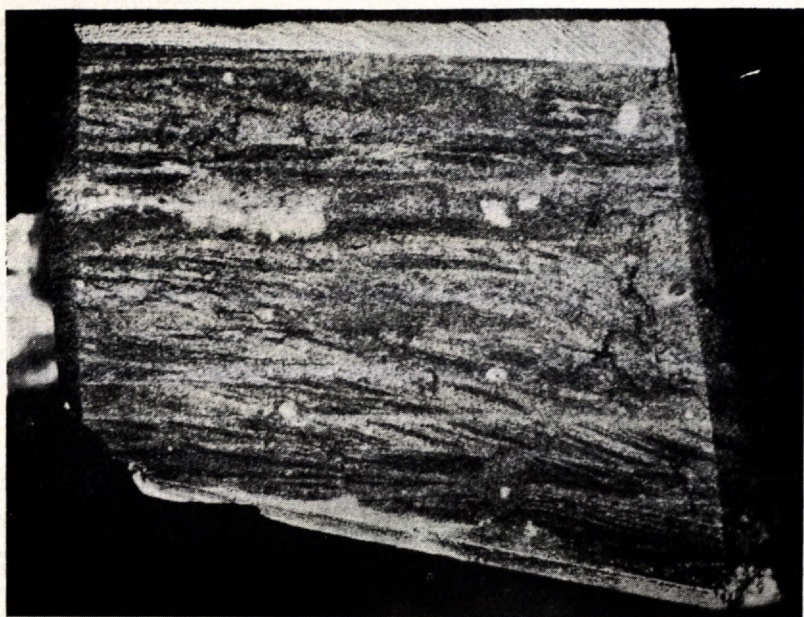


OBRÁZKOVÁ ČÁST









Obr. 1. Krížové zvrstvenie verfénskych vrstiev pri Novoveskej Hute.



Obr. 2. Pieskovce s *Pseudomonotis clarai* pod Vysokým vrchom.



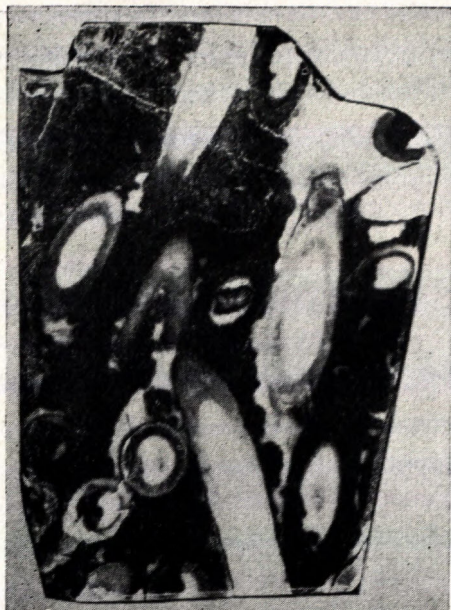


Obr. 1. Slienito-vápencové vrchnoverfénske súvrstvie s južnou vergenciou v doline Tomašovská Belá.

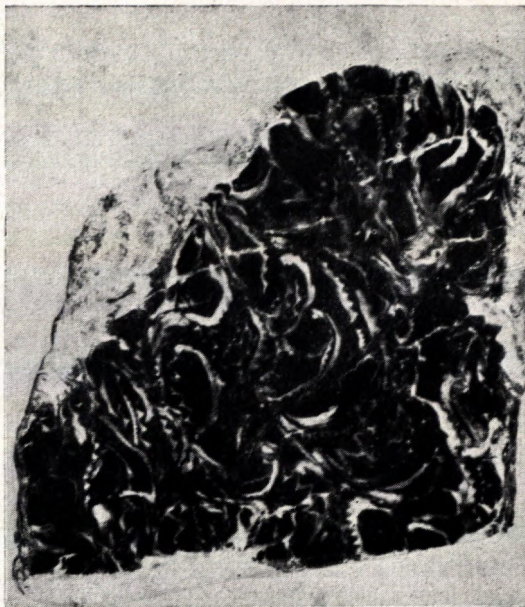


Obr. 2. Klauské vápence pod Glacom.





Obr. 1. Vápence s *Teutloporella herculea* Stop v Stratenskej hornatine.



Obr. 2. Lumachely v tmavých vrchnotriasových rohových vápencoch na Matke Božej.



Obr. 3. Biele organogénne vrchnotriasové vápence s *Halorella amphitoma* na Geravách.





Obr. 1. Poloha pestrých bridlíc uprostred bielych organogénnych vrchnotriasových vápencov pri Dobšinskej ľadovej jaskyni.





Obr. 1. Detailne zvrásnené gotlandské (?) vápence kambrosilúrskej série so šošovkami kremeňa (čiernošedý).



Obr. 2. Výkvetý kryštalického aragonitu a železného kvetu na pukline v strope jaskyne. Zvláštne aragonity pripomínajúce klinčeky v pravom hornom rohu.





Obr. 1. Špirálovito stočené vetvičky železného kvetu. Pozdĺž horného okraja tenkovetvičkovité formy s prevládajúcimi priamočiarymi segmentami v dôsledku prevládania kryštalizácie nad koloidnými procesmi počas rastu.

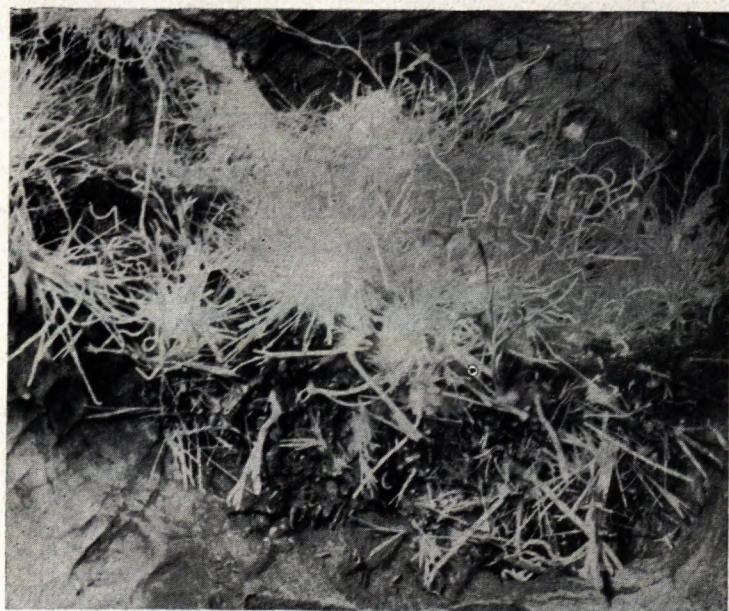


Obr. 2. Kryptokryštalický aragonit (železný kvet). Vpravo hore a vľavo dolu trsy radiálne-lúčovitých kryštalických aragonitov.





Obr. 1. Železný kvet, ktorý po ohnutí ramien späť k stropu, rastie ďalej vo forme kryštalických trsov.

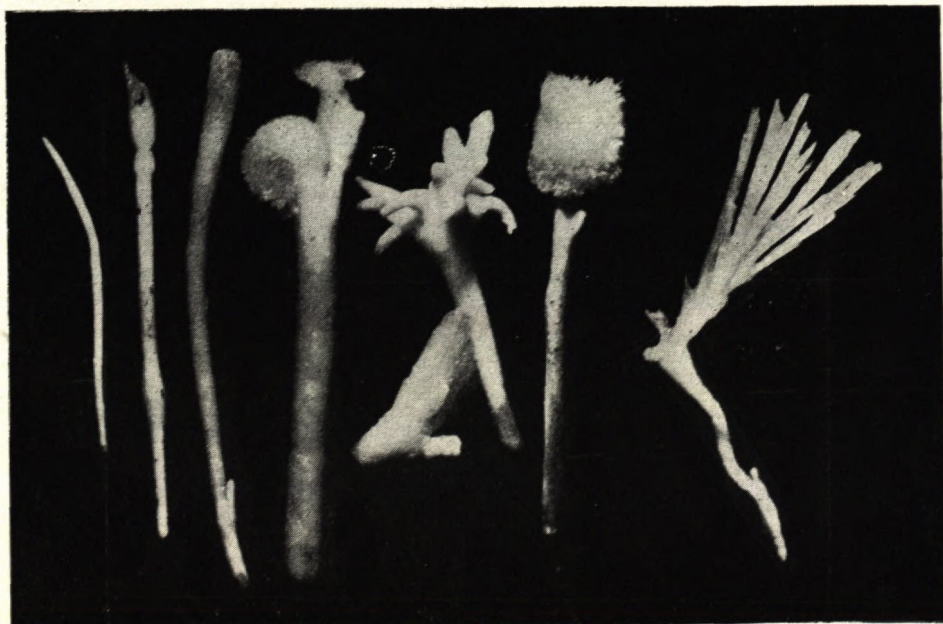


Obr. 2. Prechodné typy medzi kríčkovitými kryptokryštalickými a kryštalickými formami aragonitu.





Obr. 1. Železný kvet sčasti sfarbený okrom.  $\frac{1}{2}$  skutočnej veľkosti.



Obr. 2. Kryptokryštalické typy aragonitu, ktorých prírodné kapiláry v neskorších štádiách umožňovali rast kryštalického aragonitu.