MINERALIA SLOVACA

19 1987 3

MINERALIA SLOVACA

Vol. 19
1987
№ 3
193—288

Časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií
Journal of the Slovak Geological Society and of Slovak geological organizations

Vedúci redaktor **Ing. Ján Bartalský, CSc.** Chief editor

Vedecký redaktor **RNDr. Pavol Grecula, DrSc.** Scientific editor

REDAKČNÁ RADA — EDITORIAL BOARD

Predseda redakčnej rady **Ing. Ján Kuráň, CSc.** Chairman of Editorial board

akademik Bohuslav Cambel, RNDr. Karol Együd, RNDr. Miroslav Harman, CSc., Ing. Mikuláš Ingr, prof. RNDr. Jakub Kamenický, DrSc., akademik Michal Maheľ, prof. Ing. Milan Matula, DrSc., RNDr. Dušan Obernauer, CSc., Ing. Ivan Pagáč, CSc., Ing. Rudolf Rudinec, CSc., RNDr. Ondrej Samuel, DrSc., RNDr. Miroslav Slavkay, CSc., RNDr. Pavol Tkáčik, RNDr. Juraj Tözsér, CSc., Ing. Milan Ťapák, CSc., prof. RNDr. Cyril Varček, CSc., RNDr. Imrich Varga

OBSAH CONTENTS

Zdeněk Roth

Kinematický rozbor vzájemné polohy křídových paleomagnetických pólů evropské epivariské platformy a Afriky z hlediska alpínskych pohybů v mediterránní větvi alpid **193**

Kinematic analysis of the mutual position of the Cretaceous paleomagnetic poles of the European epi-Variscan and African platforms with respect to the Alpine movements in the Mediterranean Alpides **193**

Rudolf Ďuďa — Ľuboš Rejl

Výskyty ametystu v Československu **203**

Amethyst occurrences in Czechoslovakia **203**

Dušan Plašienka

Litologicko-sedimentologický a paleotektonický charakter borinskej jednotky v Malých Karpatoch **217**

Lithological, sedimentological and paleotectonic pattern of the Borinka Unit in the Little Carpathians **217**

Bohumír Klukan

Vnútorná stavba metamorfovaného plášťa bratislavského masívu **231**

Internal fabric of metamorphic mantle rocks of the Bratislava massif **231**

Vendelín Radzo

Hydrotermálne premeny andezitových vulkanoklastík so vznikom hydrohalloyzitu v oblasti Dubníka, JV od Prešova **243**

Hydrothermal alterations of andesite volcanoclastics with the origin of hydrohalloysite in the Dubník area (Eastern Slovakia) **243**

Pokračovanie obsahu na 3. strane obálky

Continuation page 3 of the cover

Plán odborných akcií

Slovenskej geologickej spoločnosti pri SAV na 2. polrok 1987

V 2. polroku 1987 usporiadajú pobočky Slovenskej geologickej spoločnosti (Bratislava, Banská Bystrica, Košice, Spišská Nová Ves a Žilina) a odborné skupiny (geofyzika, geochémia a mineralógia, hydrogeológia, inžinierska geológia, ložisková geológia, paleontológia, sedimentológia a zberatelia nerastov a skamenenín) pri Ústrednom výbore Slovenskej geologickej spoločnosti nasledujúce akcie:

Bratislavská pobočka (predseda doc. RNDr. D. Hovorka, CSc.)

24. 9. 1987
R. Mock: *Mobilné zóny Tetýdy v alpsko-karpatsko-dinárskom orogéne.* Zabezpečuje M. Sýkora.
8. 10. 1987
Fórum mladých. Zabezpečuje M. Sýkora.
12.—16. 10. 1987
Konferencia so zahraničnou účasťou: *Štruktúrny vývoj karpatsko-balkánskeho orogénneho pásma.* Zabezpečuje M. Maheľ.
12. 11. 1987
Seminár: *Hlboké vrty v Západných Karpatoch v 7. 5RP.* Zabezpečuje O. Miko.

Geofyzikálna skupina (predseda RNDr. D. Obernauer, CSc.)

5. 11. 1987
Seminár: *Nové výsledky geofyzikálnych prác.* Zabezpečuje D. Obernauer.

Geochemicko-mineralogická skupina (predseda RNDr. K. Vrana, CSc.)
17. 9. 1987
M. Koděra — J. Krištín: *Minerály Bi v hlbších častiach štiavnických žil.* Zabezpečuje P. Ženiš.
M. Chovan: *Hydrotermálne minerály na ložisku Dúbrava v Nízkych Tatrách.*. Zabezpečuje P. Ženiš.

1. 10. 1987
I. Zeman: *Problematika experimentálního studia zvětrávání sulfidů.* Zabezpečuje V. Vilinovič.
29. 10. 1987
J. Václav — J. Beňka — J. Határ: *Nový typ mineralizácie Mo-W zrudnenia v styčnej zóne gemerika a veporika.* Zabezpečuje P. Ženiš.
M. Dyda: *Metamorfné reakcie v metapelitických horninách amfibolitovej fácie.* Zabezpečuje V. Vilinovič.
L. Kamenický — J. Macek — J. Krištín: *Geochémia minerálov granitoidov Malej a Veľkej Fatry.* Zabezpečuje V. Vilinovič.

Hydrogeologická skupina (predseda RNDr. V. Dovina, CSc.)

3.—4. 9. 1987
Odborný hydrogeologický seminár s hydrogeologickou exkurziou: *Podzemné vody Liptovskej kotliny a priľahlých pohorí.* Zabezpečuje V. Dovina.
3. 12. 1987
Seminár: *Vyhodnocovanie čerpacích skúšok metódami modelových typových kriviek.* Zabezpečuje P. Pospíšil.

Inžinierskogeologická skupina (predseda RNDr. R. Holzer, CSc.)

22.—24. 9. 1987
Celoštátna konferencia: *Geotechnické problémy výstavby na sklonitom teréne* (Považská Bystrica). Zabezpečuje D. Čabalová.

26. 11. 1987
R. Ondrášik — V. Letko: *Inžinierskogeologické podmienky výstavby na náhorných plošinách tropického pásma (na príklade Nigérie a Indie).* Zabezpečuje R. Holzer.
10. 12. 1987
J. Malgot — P. Spusta: *Opatrenie proti murovým prúdom v Alma-Ate.* Zabezpečuje D. Čabalová.
D. Čabalová: *Kameň v architektúre stredoázijských republík ZSSR.* Zabezpečuje R. Holzer.

Ložisková skupina (predseda prof. RNDr. C. Varček, CSc.)

19. 11. 1987
Seminár: *Nerudné suroviny súvisiace s neovulkanitmi.* Zabezpečuje C. Varček, V. Oružinský, I. Kraus.
17. 12. 1987
Seminár: *Ropoplynonosné štruktúry podložia viedenskej panvy.* Zabezpečuje C. Varček, V. Oružinský, F. Čech.

Paleontologická skupina (predseda RNDr. J. Michalík, CSc.)

22. 10. 1987
Seminár: *Korelácia vertikálneho rozšírenia vrchnojurských až spodnokriedových organizmov — profil Hlboč v Malých Karpatoch.* Zabezpečuje J. Michalík.

Sedimentologická skupina (predseda Ing. R. Marschalko, DrSc.)

10. 9. 1987
R. Jiříček: *Kaňony na svahoch Českého masívu ako prívodové kanály do flyšovej miogeosynklinály.* Zabezpečuje R. Marschalko.
19.—22. 10. 1987
Sedimentologický seminár a exkurzia: *Karbón a perm gemerika a veporika.* Zabezpečuje R. Marschalko.

Skupina zberateľov nerastov a skamenenín (predseda RNDr. J. Mišković)

10. 10. 1987
III. stretnutie zberateľov nerastov a skamenenín v Bratislave. Zabezpečuje J. Mišković

Banskobystrická pobočka (predseda RNDr. M. Háber, CSc.)

15. 10. 1987
M. Blaha: *Geologicko-petrografické pomery okolia Ľubietovej* (prednáška spojená s exkurziou v Ľubietovej). Zabezpečuje M. Háber.
18. 11. 1987
Ľ. Maťo — J. Bebej: *Hydrotermálne brekcie v okrajovej zóne žily Schrämen v Kremnici (teória a prax).* Zabezpečuje M. Háber.

Košická pobočka (predseda RNDr. P. Grecula, DrSc.)

Október 1987
Seminár: *Inžinierskogeologické pomery sídelných oblastí Prešov — Michalovce.* Zabezpečuje M. Šindler.
Seminár: *Litostratigrafia neogénu Košickej a Rimavskej kotliny a jej význam pre prognózy nerudných surovín.* Zabezpečuje I. Varga.
November 1987
Seminár: *Hydrogeologický prieskum pre stanovenie ochranných pásem minerálnych vôd východného Slovenska.* Zabezpečuje M. Haluška a M. Mlynarčík.
J. Jetel: *Chemizmus podzemných vôd ako indikátor hydrodynamických pomerov horninového prostredia.*
J. Janočko: *Kvartérne sedimenty Slanských vrchov a Košickej kotliny.*

December 1987
Fórum mladých: *Mineralogické výskumy pri riešení problémov ložísk nerastných surovín.* Zabezpečuje R. Ďuďa.

Spišskonovoveská pobočka (predseda RNDr. J. Hurný, CSc.)

September 1987
Účasť čs. geológov na programe UNIDO a výsledky expedície v Čade. Zabezpečuje J. Michel.
Október 1987
Seminár: *Metódy a problémy chemických analýz geologických materiálov.* Zabezpečuje E. Feriančik.
November 1987
Seminár: *Spišskogemerské rudohorie — geologická stavba, geologické výsledky, prognózy.* Zabezpečuje J. Hurný.

Žilinská pobočka (predseda RNDr. K. Malatinský, CSc.)

September 1987
Seminár: *Ochranné pásma zdrojov minerálnych a termálnych vôd, doterajšie poznatky z vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu (Pezinská Baba).* Zabezpečuje K. Malatinský.
Október 1987
Inžinierskogeologické a hydrogeologické poznatky z riešenia úloh vodných diel na Dunaji a rýchlodráhy v Bratislave. Zabezpečuje K. Malatinský.

A. Biely

Mineralia slov.
19 *(1987), 3, 193—202*

Kinematic analysis of the mutual position of the Cretaceous paleomagnetic poles of the European epi-Variscan and African platforms with respect to the Alpine movements in the Mediterranean Alpides

ZDENĚK ROTH

Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1

Doručené 1. 12. 1986

Кинематический анализ взаимного положения меловых палеомагнетических полюсов европейской платформы и Африки с точки зрения альпийских движений в медитеранной ветке альпид

Геологическим анализом взаимного положения меловых магнитных полюсов африканской и североевропейской платформ („Африка" и „Европе стабле", Крс, 1982) уточняются размеры альпийского сближения обоих платформенных районов в течении мела, третичного и четвертичного периодов (2000—2300 км) и даётся дефиниция пространственной геометрической закономерности некоторых структур мediterранной альпийской зоны.

Kinematic analysis of the mutual position of the Cretaceous paleomagnetic poles of the European epi-Variscan and African platforms with respect to the Alpine movements in the Mediterranean Alpides

Geological analysis of the mutual position of the Cretaceous magnetic paleopoles of the African and North European platforms ("Africa" and "Europe stable", Krs, 1982) refines the dimension of the Alpine approach of the two platform regions during the Cretaceous — Quaternary interval to 2000—2300 km, and defines spatially the geometric regularities of the Mediterranean Alpine zone.

Krs (1982) has demonstrated that the Earth's magnetic field was dipolar in the geological past as it is today. Consequently, if at the present time two different images of the magnetic paleopole belong to continental platforms of "Europe stable" (i. e. the North European epi-Variscan platform) and "Africa" (i. e. the African platform) for the same geological period, it implies that the platforms had moved with respect to each other since that time. As a result of this motion, the originally common paleopole splitted into two particular images, each of which — firmly tied to one of the platforms — changed its position to the image of the same paleopole connected with the other platform.

On the basis of paleomagnetic data Krs

(op. cit.) computed the present mean paleomagnetic pole positions for both the North European epi-Variscan platform and the African platform in the Carboniferous, Permian, Triassic, Jurassic and Cretaceous periods (op. cit., p. 56—57). Although the mean paleomagnetic pole positions for periods many millions years long are only a very simplified reflection of the subsequent changes in the mutual position of the two platforms (the changes were broadly continuous), they clearly indicate that the image of the paleopole of the European platform is the more distant from the African image of the same paleopole, the longer is the time interval from the Recent (Tab. 1). This provides evidence that after the Variscan tectogenesis the two platforms shifted markedly from each other.

Analysis

The mutual motion of the two coeval images of the paleopole does not reveal much of the mutual shift of the African and North European platforms, neither of its polarity. The splitting of the originally single paleopole into two images and their removing from each other may result not only from the drifting apart of the two platforms but also from their mutual approaching or rotation, or from any combination of such processes. The relative movement of the African and North European platforms, as is registered by the pair of magnetic paleopole images for the periods given in Tab. 1, might have been thus of diverse characters.

The post-Variscan movement of the two paleopoles relative to each other can be analysed kinematically by resolving the prominent structural manifestations in the collision zone of the two platforms, generated during the post-Jurassic, i. e. Alpine orogenic period, whose structures have been preserved coherently and are generally best known. The set of compression and collision structures derived from the latest paleopole positions recorded for both the African and North European platforms by Krs (op. cit., p. 56—57, "Mean paleomagnetic pole positions — Cretaceous") represents the Mediterranean branch of the Alpides formed during Cretaceous, Tertiary up to Quaternary times. Our attention will therefore be focussed on this sector of the Alpides and on the present-day positions of the respective images of the Cretaceous magnetic paleopole for the North European and African platforms.

Another point of issue of our analysis will be the hypothesis of a permanent approximate coincidence of the magnetic axis of the Earth's dipole with the Earth's axis of rotation. According to Krs (op. cit.), this coincidence has been verified for the Tertiary, in particular.

In the Mediterranean Alpides the alpine-type compression and/or collision struc-

TAB. 1

The shortest (orthodromic) mutual distances of the images of the African and North European epi-Variscan platforms

The two images of the originally common paleopole moved away from each other during the epi-Variscan period to the following distances (based on geographical coordinates of magnetic paleopoles for "Africa" and "Europe stable", as given by Krs, 1982; Tab .1):

From the Cretaceous to the Recent	2780 km (25° angular d.)
from the Jurassic to the Recent	4060 km (36.5° angular d.)
from the Triassic to the Recent	5220 km (47° angular d.)
from the Permian to the Recent	6560 km (59° angular d.)

Calculated on spherical surface R = 6370 km, distances rounded-off.

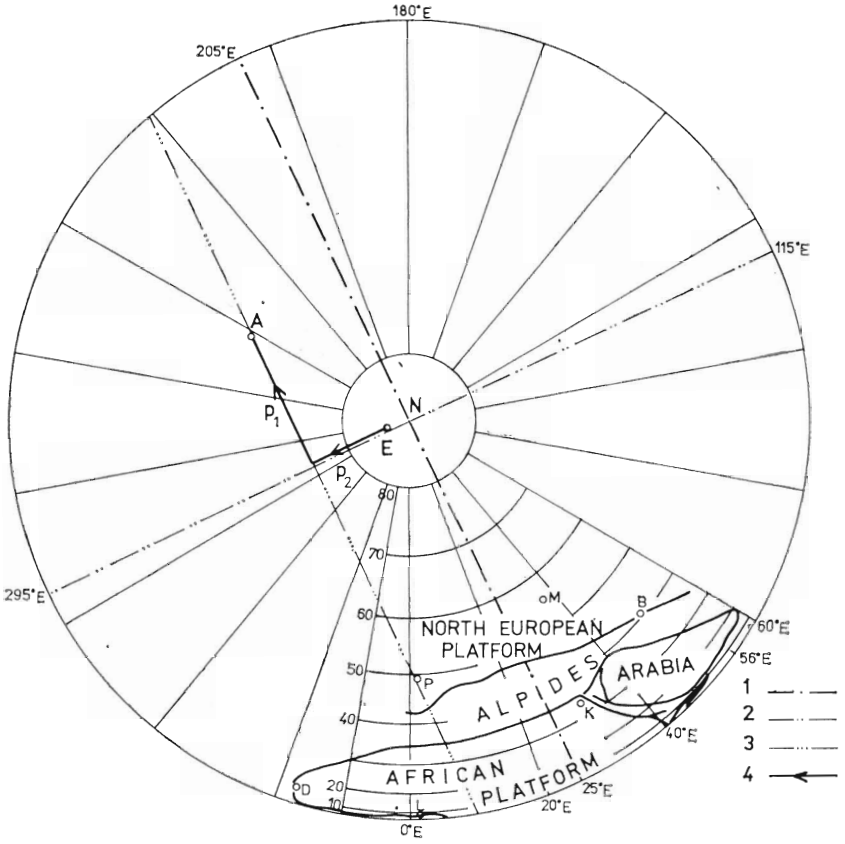


Fig. 1. Orthogonal polar projection of the northern hemisphere of the Earth showing the outlines of the African platform, the Arabian Shield and the southern margin of the North European platform. N — northern geographical pole of the Earth, A — present position of the African image of the paleomagnetic pole for the Cretaceous period (Krs, 1982), E — present position of the North European image of the paleomagnetic pole for the Cretaceous period (Krs, op. cit.), D — Dakar, L — Lagos, K — Cairo, P — Paris, M — Moscow, B — Baku, p_1 — principal component of the relative movements of the African and North European platforms in the Cretaceous, Tertiary and Quaternary, p_2 — subordinate component of the relative movements, 1 — meridian 25° E, 2 — rotational axis common to the meridian 25° E and the parallel circle (3), 3 — circle parallel to meridian 25° E drawn through pole A, 4 — components of the relative paleomagnetic pole movement

tures predominate. Despite the sectional particularities of the structure and evolution (see e. g. Krs — Roth, 1979; Roth, 1986; Stöcklin, 1984) a marked "rapprochement" of the African and North European platforms in the N—S direction during Cretaceous and Tertiary periods was evidenced by the analysis of the Alpide structure already by Argand at the beginning of this century. The modelling of this structurally dominant post-Variscan motion on a sphere surface (Fig. 1) shows that the empirical axis of the shift of the rigid African platform to the N relative to the rigid North European platform is approximately the great circle

(meridian) 25° E. The direction of this axis is broadly the direction of the structurally dominant component of the mutual approach of the two platforms in Cretaceous and Tertiary times. In the course of platform shifting along the axial meridian 25° E the points of the rigid platform (as part of the spherical shell of the Earth) move along minor circles parallel to the meridian 25° E and running W or E of it. The relative shift in degrees will be the same for all points of the platform (both on and beyond the meridian). The shift length in kilometres, however, will diminish with the radii of the parallel circles to the W and E of the axial meridian (i. e. towards both the poles of rotation, common to meridian 25 °E and the parallel minor circles). On the poles of the rotational shift of the rigid platform on the sphere surface it will drop to zero. The poles of rotational shift along the axial meridian 25° E lie on the geographical equator (115° E and 295° E; Fig. 1).

The axial character of the meridian 25° E in the shift of the African platform to the N relative to Europe is evidenced by the course of alpine compression structures along the northern margin of the African platform, that is by a continuous change in the azimuth deviation (δ) of the compression trajectories from the local meridians. The alpine linear structures of the Fore-Sahara Atlasides, Creta, W. Taurus and Cyprus, as well as Zagros (in the foreland of the rather independent Arabian Shield) show a slightly arcuate course relative to the meridians (convergent to the N), convex towards Eurasia and symmetric to the meridian 25° E. This course corresponds to the geometrically conditioned increase in the divergence (both to the W and E of 25° E) of the parallel circular trajectories of the motion of the northern margin of the rigid African platform from the geographical meridians converging to the N. West of the axial meridian 25° E the trajectories of the alpine compression on its S margin diverge from local meridians westwards (Fore-Sahara Atlasides), in front of the meridian 25° E they trend to the north, east of it (incl. the complications due to gradual separation of the Arabian Shield) they diverge eastwards, to the right from the meridians (Zagros Mts.).

This geometrical regularity (i. e. dependence of the compression azimuth δ on the geographical position (λ, φ) of the site of compression relative to the axial meridian), which for N Africa confirms the aproximately axial character of the meridian 25° E (λ_0) can serve even to a more detailed mathematical analysis of the alpine compression structures. The analysis suggests a considerably independent mobility of the Arabian Shield.

The analysis of analogous spatial relations was made using the Eq.

$$\tan \delta = \tan \Delta \lambda \,.\, \sin\varphi \qquad (1)$$

This formula is valid for computing the local azimuth of the compressive stress acting parallel to the meridian λ_0 at the site λ, φ. The local divergence (azimuth) of the stress trajectory (δ) from the local meridian (λ) depends on the angular distance between λ and λ_0 ($= \Delta\lambda$) and on local latitude φ. From the formula it follows that in the subpolar region ($\varphi \doteq 90°$) the divergence δ approaches $\Delta\lambda$ (Fig. 1).

In modelling the relative movements of the African and North European platforms, the shift of Africa appears to be decisive: The North European platform (according to the narrow cone of confidence for the paleopoles from the epi-Variscan period) has been declared as very stable already by Krs. Its spatial stability is also demonstrated by a relatively very small change in the paleolatitudes of the paleopole images of "Europe stable" in Cretaceous and Tertiary times, i. e. by their permanent proximity to the pole of rotation of the

Earth. The present-day latitude of the paleopole image of the North European platform for the Cretaceous period is 86.8° N, whereas the latitude of the African paleopole image is 63.1° N (Krs, op. cit.). If, as is presumed, the original common paleomagnetic pole was near the pole of Earth's rotation, the North European image of the Cretaceous paleopole has remained there until today, whereas the African image (and obviously the African platform itself) has markedly changed its position relative to the Earth's rotation axis since that period.

Using the direction of the structurally conclusive shift of Africa relative to the North European platform (i. e. the N-vergent shift of Africa, parallel to the meridian 25° E), we have resolved the mutual divergence of the African and North European images of the Cretaceous paleopole into two vectors, perpendicular to each other (Fig. 1). In this way we have arrived at these conclusions:

A. The relative movement of the two images of the Cretaceous paleopole (as well as of the two platforms) should be modelled by a shift at the sphere surface. It can be expressed (at the spherical surface) by two vectors crossing at right angles. The principal vector (p_1) is parallel to the dominant compression trajectory of the Mediterranean Alpides, i. e. to the meridian 25° E. Both images of the Cretaceous paleopole, however, lie beyond this meridian (Fig. 1). Therefore, the main component (p_1 in Fig.1) of their relative motion is plotted by an arc of the circle, which is parallel to the meridian 25° E and passes through the African image of the Cretaceous paleopole (A). The subordinate component of the relative movement of the two images (p_2) is represented by an arc of the great circle drawn through the North European image of the Cretaceous paleopole (E in Fig. 1), at right angles to the meridian 25° E. The amount of the two components (p_1 as well as p_2) can be measured either by degrees or by kilometres from each of the Cretaceous paleopole images to the intersection of the vectorial components in Fig. 1. (The dimensions of the components are approximative, because the model sphere does not precisely reproduce the shape of the Earth.)

The p_2 component can be modelled as nearly corresponding to a section of the meridian 295° E, which is perpendicular to the meridian 25° E (the North European Cretaceous paleopole position being 293.2° E and 86.8° N, i. e. next to the present-day northern pole of Earth's rotation, see Fig. 1).

B. The Cretaceous paleopole of the African platform (A in Fig. 1) is situated (in the direction of the main movement component p_1) pronouncedly beyond the Cretaceous paleopole of the North European platform (E, Fig. 1). This confirms the post-Jurassic approach (and Alpine collision) of the two platforms. From the position of the Cretaceous paleopole of the North European platform in the proximity of the northern Earth's pole (where it remained also in the Tertiary, Krs., op. cit., Tab. 1) it can be asserted that the African platform approached to the very stable N. European platform at that time by shifting parallel to the meridian 25° E.

C. Whereas the total orthodromic distance between the African and North European images of the Cretaceous paleopole is at the present time c. 2780 km, i. e. 25° angular distance (see Tab. 1), the main component of the movement (perpendicular to the compression structures of the Mediterranean Alpides) measured along the circle parallel to the meridian 25° E amounts to c. 2120 km (20.8° angular distance, p_1 in Fig. 1). This component of the post-Cretaceous removal of the Afri-

can image of the Cretaceous paleopole from its North European image illustrates the main structure-forming approach of the African platform to the North European platform since Cretaceous times.

D. The Cretaceous paleopole of Africa (A in Fig. 1) is, relative to the Cretaceous paleopole of the North European platform (E in Fig. 1), shifted from the principal movement component (p_1) by about 12.3° angular distance (1370 km) to the left. The relation of this subordinate component of the post-Cretaceous removal of the Cretaceous paleopole images from each other (p_2 in Fig. 1) to the total movement of the platforms is less definite than the relation of the principal component p_1. It will be discussed in the further text.

E. The principal component of the shift of the African platform relative to the North European platform (p_1), measured as the angular distance of paleopole images (20.8°) is valid over the whole length of the Mediterranean Alpides. The "rapprochement" of the two platforms in km, however, is maximum on the axial meridian 25° E (2310 km), decreasing to the poles of rotational shift, both west- and eastwards. In the western Mediterranean region it may amount to only 2000 km. In the sector of the Alps, where the Adriatic projection of the African platform (Channell — Horváth, 1976), caused the maximum compression, the total Cretaceous — Tertiary N—S approach of the present-day platforms is estimated at 2250 km.

The approach (a) of two points at the surface of a model sphere lying on a circle parallel to the axial meridian λ_0, one of which has a geogr. longitude λ, effected by shift parallel to the axial meridian by α° can be assessed (km) using the Eq.

$$a = 111.2\ \pi \cos \Delta\lambda \,.\, \alpha \qquad (2),$$

where $\Delta\lambda$ is the angular difference between λ and λ_0.

The component p_2 of the relative movement of the paleopoles

Whereas the North European platform building up the European continent between the Atlantic Ocean and the Ural Mts., north of the Alpides, has preserved (as stated above) a fairly stable position relative to the Earth's axis of rotation since the Cretaceous period, the African platform was more mobile to both the North European platform and the Earth's axis of rotation during this period. A predominance of the African platform movement can thus be expected as in p_1 so in p_2 component. The component p_2 (in polar region — Fig. 1) might have originated by a relative shift and/or by rotation of both platforms relative to each other. The centre of rotation of Africa relative to Europe might have existed within or outside either of the platforms: the rotation might have been sinistral or dextral. The position of the paleopoles discussed (A, E in Fig. 1), which are far beyond both the platforms, can essentially distort the amount of component p_2 in our case.

A substantial portion of the component p_2 may be ascribed to the post-Cretaceous sinistral rotation of Africa, which was inferred by Krs (1982, p. 65) from the divergence of the Jurassic and Cretaceous paleomeridians from the geographical meridians (without stating its amount).

The principal component of the relative motion of the African and North European images of the Cretaceous paleopole (p_1 in Fig. 1), which is based on the structural manifestation of this motion within the Mediterranean branch of the Alpides, is more strictly defined in direction and size than the subordinate component (p_2) derived from it. It is structurally evident in the collision zone of the two platforms at the contact of the African and Eu-

rasian lithospheric plates. Its major importance is also demonstrated by the fact that its size approaches the orthodromic (the shortest spherical) distance (Tab. 1) between the two images (A, E in Fig. 1) of the Cretaceous paleopole. The structural manifestations of the p_2 component (acting in the direction of the meridian 115° E, Fig. 1) and of the resultant of p_1 and p_2 components combined have still to be investigated. (In Fig. 1 the line connecting A with E corresponds to this resultant; meridian 56° E acting as the axis of such a shift is parallel to it.)

Whereas the component p_1 arises from the African lithospheric plate (the axis of shift of the African platform is the meridian 25° E, forming the longitudinal axis of Africa), the co-existence of p_2 component in the drift of the African platform suggests compressive stresses to be translated onto it from the Arabian, Somalian and Indian lithospheric plates. In the polar region (Fig. 1) the dimension of the subordinate component p_2 is relatively great but fictitious; it amounts to an angular distance of 12.3°, which makes 59 % of the p_1 effect. The actual effect of p_2, i. e. the shift of the African platform in km on the surface of the reference sphere (parallel to the axial meridian 115° E) however cannot be very great. The axial meridian of p_2 (115° E) runs outside Africa (Fig. 1), but the pole of the shift parallel to the meridian 115° E lies on the equator (25° E) in the centre of Africa; according to Eq. (2) the km-amount of the shift decreases to this pole gradually from the axial meridian up to zero. As a result, the component p_2 could have manifested itself as a compressive stress chiefly in NE Africa and in the eastern part of the Mediterranean Alpides, where its effect (due to its direction given by Eq. 1) combines with that of p_1. (In contrast, in the NW of the African platform the component p_2 gradually acts against the component p_1, which eliminates it.)

The following processes have to be regarded as kinematic manifestations of the component p_2: (a) the post-Cretaceous sinistral rotation of Africa, as assessed by Krs (probably round the pole lying near the equator in the Congo basin at 25° E); (b) gradual separation of the Arabian Shield from the African platform (with simultaneous generation of the Arabian lithospheric plate) accompanied by shifting towards the NW and sinistral rotation of the Shield; and (c) a much more advanced separation of the Hindustan Shield of ancient Gondwana and the Indian lithospheric plate. A structural manifestation of the component p_2 is presumably the East African rift system at the eastern margin of the African platform. Lying in the N-vergent branch of the p_2 rotation shift, this system turns about the Congo rotation pole from the N—S strike on the equator to the SE—NW trend in the Red Sea. Towards the NW it passes from the dilation structures into shear and compression structures in the zone of the Alpides of the central and eastern Mediterranean regions. The dependence of several of these structures on the shift parallel to meridians between 56° E and 115° E can be demonstrated by the geometrical analysis expresed in Eq. (1). For example, the Vardar lineament in Greece and Jugoslavia is evidently parallel to the axial meridian 56° E, whose direction coincides with that of the resultant of p_1 and p_2 components (Fig. 1).

The compressive stress of the component p_2 in the northern foreland of the Alpides (within the North European platform) probably led also to the Saxon revival of the ancient structure of the Sudetic trend.

Conclusion

Whereas the present-day mean width of

the Mediterranean Alpine zone is about 1200 km, the width of the zone that corresponded to it at the beginning of the Cretaceous period was on the average 3200—3500 km, i. e. 31° of angular distance. At that time this zone was of course built up to a great extent of the margins (as yet little disrupted) of the two neigbouring epi-Variscan platforms. These margins were annexed to the Alpides by the Late Cretaceous and Tertiary alpine tectogenesis. Zones of oceanic character surviving into the Early Cretaceous were relatively narrow.

The Cretaceous period involves the time interval of 144 to 65 Ma. It was markedly longer (79 Ma) than the following Tertiary — Quaternary period (65 Ma). The middle interval of the Cretaceous period corresponds to the later Albian, when the alpine reconstruction of the Mediterranean zone involving the closure of quasi-oceanic and oceanic zones, and the collision of the platforms set on. From Tab. 1 it may be inferred that at least since the Permian the approach of the African platform to the North European platform was very continuous. The mean rate of rapprochement of the two platforms (according to the motion of coeval paleopole images) has been about 24.6 mm/yr since the Permian until today, c. 22.6 mm/yr since the Triassic, c. 22.7 mm/yr since the Jurassic, and c. 26.6 mm/yr since the Cretaceous up to the present time.

The analysis has revealed that the post-Jurassic shift of the African platform (as a constituent part of the African lithospheric plate) had a northward trend and was more active relative to the rather stable North European platform (as part of the Eurasian lithospheric plate). From the geometry of the alpine compression trajectories at the northern margin of the rigid African platform it can be inferred that the axis of the alpine drift of the present-day African platform to the N was (approximately) the meridian 25 ° E. During the Cretaceous, Tertiary and Quaternary periods the approach to the North European platform at this meridian attained about 2300 km. The rapprochement of the two present platforms decreased westwards to some 2000 km (in the western Mediterranean region). In the E it was influenced by the lateral motion component (p_2).

The amount of the lateral, subordinate motion component (p_2 in Fig. 1) cannot be defined accurately. For example, the amount of the post-Cretaceous sinistral rotation of Africa (recorded by Krs, op. cit.), which this component likely provoked, has not been determined. This partial rotation and structural effects of p_2, above all the East African-Red Sea Rift System, are a result of the compression stress entering the NE part of the African platform (and the Mediterranean Alpide zone) from the Arabian and Indian lithospheric plates. The direction of the resultant of these stresses and trajectories of structural movements probably oscillated between 56° E and 115° E (see Fig. 1). The effects of these lateral stresses produced by p_2 component also involved the separation of the Hindustan and Arabian Shields from the African platform and the origin of the Arabian, Somalian and Indian lithospheric plates. As can be demonstrated by a mathematic-geometrical consideration, many of the middle and eastern Mediterranean shear structures of the SE—NW strikes (the Apennines, Dinarides, the Vardar and North Anatolian lineaments) reveal the influence of the lateral p_2 component. Similar structures could not have originated in the western Mediterranean region.

The paper presents a summary picture of the Cretaceous and Tertiary alpine movements in the Mediterranean branch

of the Alpides, in respecting the approximately spherical shape of the Earth. It is based on the analysis of the present-day positions of the two images of the Cretaceous magnetic paleopole ("Africa" and "Europe stable"), as obtained statistically by Krs. The results have shown that the earlier cautious estimates of the reduction of the width of the Mediterranean Alpide zone, presented by a number of authors on the basis of other, mostly geological data, agree with the present view as concerns the order of magnitude. The structure-forming shift of the African platform to the N seems to be commeasurable with the analogous shift of the Hindustan platform relative to the Siberian platform.

Acknowledgement: My sincere thanks are due to Eng. M. Krs, CSc., for kindly revising the geomagnetic data that have been used for this manuscript.

References

Channell, J. E. T. — Horváth, F. 1976: The African/Adriatic Promontory as a paleogeographical premise for Alpine orogeny and plate movements in the Carpatho-Balkan region. *Tectonophysics, 35, 71—101.*

Krs, M. 1982: Implication of Statistical Evaluation of Phanerozoic Paleomagnetic Data (Eurasia, Africa). *Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd, 92, 3, 86 p.*

Krs, M. — Roth, Z. 1979: Insubric-Carpathian Tertiary Block-System, its origin and disintegrations. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 30, 1, 3—17.*

Roth, Z. 1986: Kinematic model of the tectonic development of the Carpathians and Alps in Cenozoic times. *Čas. Mineral. Geol., 31, 1, 1—15.*

Stöcklin, J. 1984: Orogeny and Tethys evolution in the Middle East. *In: 27th Int. Geol. Congr., Coll. 05, Report Vol. 5: Tectonics of Asia. Moskva, 65—84.*

Kinematický rozbor vzájemné polohy křídových paleomagnetických pólů evropské epivariské platformy a Afriky z hlediska alpínskych pohybů v mediteránní větvi alpid

Geologický rozbor nynější vzájemné polohy magnetických paleopólů severoevropské a africké platformy („Europe stable" a „Africa"; Krs, 1982) pro období křídy vyvozuje kolizi obou platforem, při níž vznikala mediteránní větev alpid, a umožňuje na základě moderně zpracovaných paleomagnetických dat (Krs, l. c.) v širším rámci diskutovat její rozměry a trojrozměrnou kinematiku.

Patří-li pro totéž období geologické minulosti k africké a severoevropské platformě dva různé obrazy téhož paleopólu, je to důkaz pozdějšího vzájemného pohybu platforem, kterým byl (původně jednotný) paleopól rozdělen na dva obrazy. Tab. 1 dokládá vzájemný pohyb platforem růstem vzájemné vzdálenosti afrických a severoevropských obrazů paleopólu z období permu, triasu, jury a křídy. K dělení původně jednotného paleopólu na dva obrazy (vždy pevně spojené s jednou z platforem) dochází obecně při každém pohybu platforem, i při jejich kolizi.

Východiskem rozboru je celková orientace alpínské kolizní zóny. Divergence mezi trajektoriemi alpínské komprese a místními poledníky na nynějším s. okraji africké platformy narůstá symetricky od poledníku 25° E k západu i k východu. To dokládá, že tento poledník je (přibližně) osou sunutí africké platformy vůči Evropě. Rozbor polohy paleomagnetických pólů Afriky a severoevropské platformy v období křídy a terciéru naznačuje (jak potvrdila i povaha paleomagnetických dat; Krs, l. c.), že severoevropský paleopól zůstával od křídy v blízkosti rotačního pólu Země a změny ve vzájemné poloze obou paleopólů i vznik kolizní struktury alpid byly vyvolány aktivním posunem africké platformy k S, rovnoběžným s osním poledníkem 25° E. Africký obraz křídového paleopólu se posunem Afriky k S vůči Evropě ocitl daleko za severoevropským obrazem (ve směru s poledníkem 25° E rovnoběžném — hlavní složka pohybu p_1, obr. 1).

Vedlejší složka pohybu křídového paleopólu africké platformy (p_2, obr. 1) je společným

projevem sinistrálního pootáčení Afriky (Krs, l. c.) a vzniku terciérních střižných struktur směru JV—SZ až V—Z ve v. Středomoří. Z prostorově geometrických důvodů, které jsou v článku vyloženy, se tato vedlejší pohybová složka v z. Středomoří strukturně neuplatňovala. Podle osních směrů rovnoběžných s poledníkem 115° E se na vzniku této složky podílela tlaková napětí přenášená z tichomořských alpid, a to většinou ve vektorovém součtu se severovergentním pohybem hindustánského a osamostatňujícího se arabského štítu (směr výslednice AE rovnoběžný s poledníkem 56° E, obr. 1).

Činí-li průměrná šířka mediterránní alpínské zóny nyní asi 1200 km, byla zóna, které svým nynějším obsahem alpidy odpovídají, počátkem křídy široká průměrně 3200—3500 km, tj. 31° oblouk. Tuto zónu tehdy většinou tvořily široké okraje sousedních platforem. Ve spodní křídě je vzájemně oddělovala zbytková předkolizní eugeosynklinální zóna. Při svrchnokřídové a terciérní tektogenezi byly okraje platforem alpidami anektovány. Průměrná rychlost vzájemného sbližování nynější africké a severoevropské platformní oblasti kolísala (podle dat Krse, l. c.) v povariském období v mezích 22,6—26,6 mm za rok.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Z. Pouba: **Zlato v horninách Českého masívu a jeho ekonomické koncentrace.** (Bratislava 30. 10. 1985)

Ke stanovení prognóz Au v Českém masívu byly chemicky testovány základní typy hornin všech geologických jednotek a souvislý travers protínající jádro masívu od boskovické brázdy po mariánskolázeňský komplex. Bylo zjištěno, že nejvyšší obsahy zlata jsou v horninách proterozoického stáří, a to především v horninách biogenních, vulkanických a vulkanosedimentárních. Nejnižší obsahy byly zjištěny v horninách paleozoických v Barrandienu a v krystalinickém jádru — v moldanubiku v granitoidech. Mezi proterozoickými horninami vyšší obsahy zlata mají bazické horniny primitivního chemismu a horniny bimodálních pásem typu greenstone belt. Mezi nimi nejbohatší je jílovské pásmo (Čelina — Mokrsko) a šumavská část pestré série moldanubika (Kašperské Hory). V obou případech je zlato v horninách doprovázeno wolframem, který se někdy koncentruje v scheelitových stratiformách.

Zlato ve vulkanosedimentárních formacích proterozoika, i když je zřejmě mobilizované granity nebo metamorfózou, má vysokou ryzost. Zlato z hydrotermálně postižených hornin nebo z hydrotermálních ložisek má ryzost podstatně nižší. Na žilných ložiskách polymetalů, kde zlato tvoří doprovodnou složku, je zastoupeno elektrem. V Jeseníkách je část zlata asi naložena na vulkanosedimentární stratiformní mineralizace (Zlaté Hory) a část se vyskytuje v „černých břidlicích" (Suchá Rudná).

Hlavním zdrojem monovalentního zlata jsou zřejmě primitivní bazické horniny Českého masívu. Ke koncentraci zlata ve formě trivalentní dochází zřejmě až následnými procesy metamorfózy a granitizace, vyvolávající hydrotermální aktivitu.

Mineralia slov.
19 *(1987), 3, 203—215*

Výskyty ametystu v Československu

RUDOLF ĎUĎA* — ĽUBOŠ REJL**

* Geologický prieskum, n. p., geologická oblasť, Garbanova 1, 040 11 Košice
** Geofyzika, n. p., Poděbradská 102, 612 46 Brno

Doručené 29. 10. 1986

Месторождения аметиста в Чехословакии

Между самыми распространёнными драгоценными и декоративными камнями Чехословакии относится аметист. Его использование в основном было в прошлом. Настоящие сведения о его физических и химических свойствах и распространение на более 130 месторождениях дают аметисту определённые перспективы и сегодня. Месторождения аметистов были разделены на три генетических типа, из которых самые большие перспективы имеет аметист связанный с постмагматическими процессами, особенно с гидротермальными кварцево-аметистовыми жилами и полиметалическими жилами.

Amethyst occurrences in Czechoslovakia

Amethyst represents the most widely known precious stone in Czechoslovakia. Its use was mainly common in the past, but our present knowledge of its physical and chemical properties as well as its occurrence on over 120 localities serves as a base for further perspectives. Amethyst occurrences have been subdivided into three genetic groups from which the most hopeful are those related with postmagmatic processes namely in hydrothermal quartz-amethyst veins and in ore veins of base-metals.

V ostatnom čase vo svete aj u nás nebývale vzrástol záujem o vyhľadávanie a ťažbu drahých kameňov. Medzi najpôsobivejšie a farebne najpríťažlivejšie drahé kamene patrí fialová odroda kremeňa — ametyst.

Ako kameň je ametyst známy odpradávna. Už v 4. storočí p. n. l. o ňom písal Teophrastos, spomína sa aj v Biblii. Plínius starší odvodzuje jeho názov od gréckeho slova ametystos — neopojný, pretože mal chrániť pred opilstvom. Okrem dekoratívneho významu (našiel sa v šperkoch v hrobke Tutanchámona z roku 1139 p. n. l.) sa mu prisudzovala mimoriadna sila a vlastnosti. Ako uvádza Konrád Magenburský alebo Adelischese Weydwerk, mal ochraňovať vinohradníkov, lovcov a bojovníkov. V stredoveku sa verilo, že zaháňa búrku a prináša šťastie Matúšom. Je kameňom ľudí narodených v znamení Vodnára. Takýmito poverami opradené

vlastnosti a pekné sfarbenie ho predurčili k tomu, že sa stal najvyhľadávanejším dekoratívnym kameňom.

Pôvodný názov ametystos označoval aj fialové variety korundu (východný ametyst) a granátu. Aj keď už Agricola poukazoval na jeho podobnosť s kremeňom v kryštáloch, až v roku 1708 určil Scheuchzer ametyst ako odrodu kremeňa.

S ametystami rozličných farieb a genetických typov sa stretávame aj na celom území Československa. Sú ozdobou šperkov z 10. a 11. storočia, ale dôkazy o zbere, ťažbe a spracovávaní ametystu na našom území sú až z doby Karla IV., ktorý nechal ametystom obložiť kaplnky Sv. kríža a Sv. Kataríny na Karlštejne a kaplnku Sv. Václava v katedrále Sv. Víta v Prahe. Ploché zonálne ametystové dosky, dokonale vyleštené, dosahujú hmotnosť aj cez 50 kg. Najprv sa predpokladalo, že pochádzajú z podkrkonošských, neskôr aj zo saských lokalít, v súčasnosti sa spájajú s lokalitou Ciboušov v Krušných horách (Machek, 1983; Bauer — Skřivánek, 1984). Z rovnakého materiálu, obdobia aj dielní je zrejme aj rezaná ametystová čaša a obdĺžnikové puzdro uložené v zbierkach Umelecko-historického múzea vo Viedni (Skřivánek, 1985), prípadne aj čaše v katedrálnom poklade v Trevíre (NSR). Ťažba na krušnohorských lokalitách sa obnovila ešte v 2. polovici 18. storočia, keď talianski prospektori ťažili surovinu na mozaiky (Bílek — Jangl — Urban, 1976).

Neskôr sa u nás ametyst ťažil a spracovával už iba výnimočne alebo príležitostne v oblasti Kozákova pri Turnove alebo v okolí Bochovíc na Morave. Jeho krásu však stále obdivovali baníci, ktorí sa s nimi stretávali pri ťažbe rúd (Jáchymov Příbram, Banská Štiavnica), alebo kamenári pracujúci v melafýrových lomoch. Svedčí o tom množstvo vzoriek, ktoré sa z toho obdobia sústredili v múzeách u nás aj v zahraničí. Intenzívny popud k novému vyhľadávaniu, prieskumu a spracovávaniu ametystu a iných surovín dala až štátna úloha Drahé a ozdobné kamene na území Čiech a Slovenska (Žežulka, 1978; Ďuďa, 1980).

Fyzikálne a chemické vlastnosti

Ametyst má základné fyzikálne vlastnosti zhodné s kremeňom. Typické fialové sfarbenie sa podľa najnovších výskumov kryštálového poľa prisudzuje prítomnosti Fe^{3+} za pôsobenia rádioaktívneho žiarenia v tzv. farebných centrách. Otázke vzniku fialového sfarbenia sa v spojitosti s výrobou syntetického ametystu venovala veľká pozornosť v ZSSR. Rozloženie sfarbenia je nerovnomerné a aj stupnica jednotlivých odtieňov fialovej farby je veľmi široká: od svetlofialovej až k tmavofialovej s modrými, červenými, ružovými, hnedými aj sivými odtieňmi. Ametyst z rozsypov má niekedy zelenkasté odtiene. Skúsenosti z našich lokalít ukazujú, že jednotlivé výskyty majú svoj charakteristický farebný odtieň.

Sfarbenie je zvýraznené predovšetkým na vrcholoch kryštálov. V spodnej časti obyčajne prechádza do krištáľu, záhnedy alebo najčastejšie do mliečneho kremeňa. Farba môže byť selektívne rozmiestnená podľa rôznych „r" plôch a zvýraznená býva aj podľa dvojčatných zrastov. Röntgenovými lúčmi alebo lúčmi gama možno sfarbenie zvýrazniť. Na svetle a pri zahrievaní sfarbenie slabne. Odfarbovanie nastáva už od 200 °C a postupným zvyšovaním teploty a ochladením sa sfarbenie úplne stráca. Pri teplotách nad 500 °C a následnom ochladení dostáva ametyst žlté alebo červenohnedé sfarbenie, čo sa často využíva na výrobu citrínu alebo španielskeho topasu (tzv. madeiry). Niektoré ametysty (predovšetkým brazílske) nadobúdajú sivozelené alebo trávovozelené sfarbenie. Pri

ožiarení röntgenovými lúčmi alebo lúčmi gama sa pôvodné sfarbenie obnoví. Pri teplote nad 600 °C sa ametyst mení na mliečnobiely kremeň a táto zmena je nezvratná.

Charakteristickým znakom značnej časti kremenných žíl s ametystom je ich zonálnosť, t. j. striedanie ametystu a mliečneho kremeňa (vzácne aj záhnedy) alebo ametystu, mliečneho kremeňa, záhnedy a moriónu (lokalita Bochovice, Hostákov). Kryštály ametystu sa vyznačujú pomerne jednoduchým habitom. Vo väčšine prípadov sú známe iba koncové plochy romboédra s plochami „r" (tiež 1011) a „z" (tiež 0111), pričom plochy „r" dominujú. Plochy „s" (1121) a „x" (tiež 5161) spravidla chýbajú, prizmatické plochy „m" (tiež 1010) sa vyvinuli iba výnimočne. Kryštály s vyvinutými prizmatickými plochami sa častejšie vyskytujú iba v polymetalických žilách na Slovensku (lokalita Banská Štiavnica, Hodruša, Pukanec a Vyhne). Na lokalite Hodruša sa zistili aj tzv. obeliskové kryštály ametystu. Zriedkavejšie sú obojstranne vyvinuté kryštály (Česká Mez, Hluboké) a tzv. žezlové kryštály (Banská Štiavnica a Česká Mez). Vzácne sú tzv. fantómy (Česká Mez). Pri niektorých typoch ametystu sa pozorovalo hypoparalelné narastanie kryštálov (Dolné Bory). Známy je aj skeletový vývoj kryštálov (Bochovice, Hostákov a inde). Väčšina kryštálov ametystu vykazuje zdvojčatenie, predovšetkým podľa brazílskeho zákona.

Veľkosť kryštálov, a to nielen u nás, je relatívne malá (niekoľko mm až niekoľko cm). Výnimkou je ametyst z Hodruše, kde sa zistili až 17 cm kryštály (Mrákava, 1968). Najväčšie známe kryštály (do 25 cm) pochádzajú z Brazílie a Kanady.

Inklúzie iných minerálov (predovšetkým goethitu) v ametyste sú známe z brazílskych lokalít, u nás výnimočne z lokality Stříbro a Železnice. V ametystoch sa ojedinele zistili hematity.

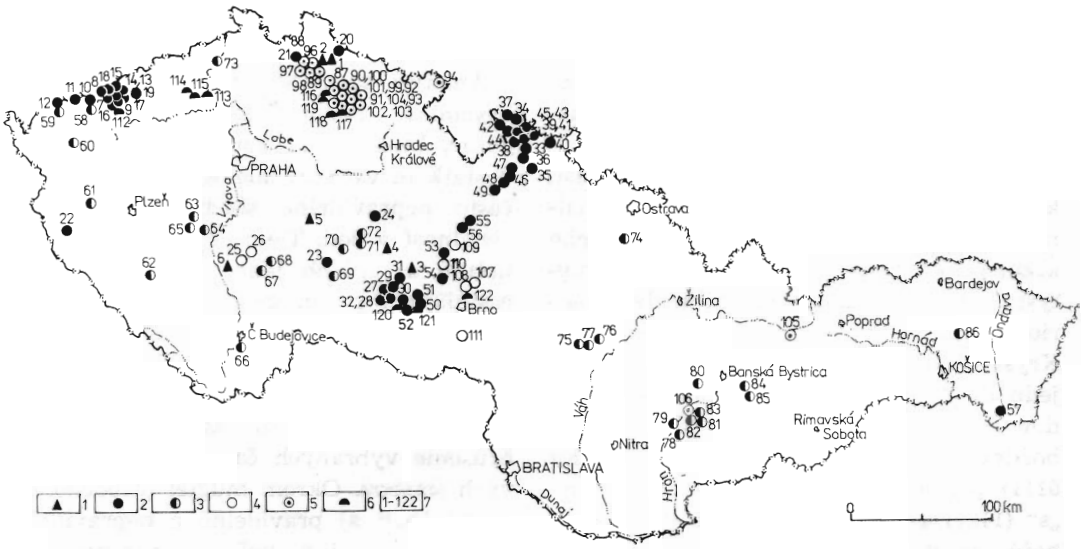
Spôsob spracovania

Ametyst sa zbieral vo svojej pôvodnej kryštálovej podobe alebo vo forme agregátov, ktoré sa neskôr opracovávali. Nedostatkom väčších, homogénnych kusov je často nepravidelné sfarbenie, porušenie, zonálnosť a pod. Tieto „nedostatky" predurčujú aj spôsob jeho spracovania. Najčastejšou formou, známou v šperkárstve už z čias pred naším letopočtom, je muglovanie (brúsenie v zaoblených tvaroch kameňa). Od primitívneho spracovania do nepravidelných tvarov sa časom dosiahlo brúsenie vybraných častí podľa kryštálových smerov. Okrem mugiel (cabochonov) sa vyrábali aj pravidelné a nepravidelné doštičky, tabuľky, veľmi rozšírené je aj tamblérovanie. Brúsenie facetových brusov sa obmedzuje väčšinou na čisté vrcholové časti kryštálov, ktoré sa u nás nachádzajú iba výnimočne (lokalita Kozákov, Kojatín, Česká Mez, Banská Štiavnica, Pukanec atď.). Ametyst mimoriadnej kvality sa používal aj v glyptike. Domáca surovina sa najčastejšie využíva pri výrobe ozdobných predmetov, v dekoračných, galantérnych a plastických brusoch (lokalita Bochovice, Hostákov, Kojatín, Hodruša). Ametyst sa často používa aj pri vytváraní mozaiky.

Výskyty v Československu

Podľa genézy možno výskyty ametystu na území Československa rozdeliť zhruba do troch genetických skupín: 1. pegmatity, 2. postmagmatické procesy, 3. rozsypy.

Výskyty všetkých troch genetických skupín majú svoje zákonitosti. Zjavná je väzba väčšiny lokalít vzniklých postmagmatickými procesmi na komplexy hornín so zvýšeným obsahom Fe^{3+}, prípadne na žily s Fe mineralizáciou (hematity). Veľmi nápadná je väčšia frekvencia ametystových výskytov viazaných na pegmatity



Obr. 1. Výskyty ametystu v Československu. 1 — pegmatity, 2 — hydrotermálne kremenno-ametystové žily, 3 — ametyst v polymetalických a metasomatických ložiskách, 4 — ametyst v geódach, žilkách a brekciách melafýrov a ryolitov, 5 — ametyst v geódach a žilkách sedimentov (2—5 — postmagmatické procesy), 6 — rozsypy, 7 — číslo lokality. 1 — Smržovka, 2 — Jablonec n. N., 3 — Dolní Bory, 4 — Česká Mez, 5 — Fiolník pri Vlastějoviciach, 6 — Písek-Jetětice, 7 — Horní Halže, 8 — Kovářská, 9 — Ciboušov, 10 — Boží Dar, 11 — Horní Blatná, 12 — Přebuz, 13 — Výsluní, 14 — Přísečnice, 15 — Mezilesí, 16 — Domašín, 17 — Hradiště u Kadaně, 18 — Černý Potok, 19 — Blahuňov, 20 — Polubný u Tanvaldu, 21 — Křížany, 22 — Český křemenný val, 23 — Chválov, 24 — Křemenice, 25 — Chlum u Milevska, 26 — Jezviny, 27 — Bochovice, 28 — Hostákov, 29 — Vladíkov, 30 — Kojatín, 31 — Velké Meziříčí, 32 — Horní Vilemice, 33 — Adolfovice, 34 — Bílý Potok u Javorníku, 35 — Bílý Potok u Vrbna p. P., 36 — Domašov, 37 — Horní Hostice, 38 — Horní Lipová, 39 — Hukovice, 40 — Ondřejovice, 41 — Stará Červená Voda, 42 — Trávna, 43 — Velká Kraš, 44 — Zálesí, 45 — Žulová, 46 — Maršíkov, 47 — Loučka p. D., 48 — Petrov n. D., 49 — Bludov, 50 — Hluboké, 51 — Jestřábí, 52 — Sedlec u Náměště n. O., 53 — Louky, 54 — Tišnov, 55 — Moravská Třebová, 56 — Boršov, 57 — Zemplín, 58 — Jáchymov, 59 — Přebuz, 60 — Horní Slavkov, 61 — Stříbro, 62 — Stříbrné Hory u Horažďovic, 63 — Příbram, 64 — Vrančice, 65 — Třebsko, 66 — Doubravice u Českých Budějovic, 67 — Horky u Tábora, 68 — Ratibořské Hory, 69 — Čejkov, 70 — Čejov u Pelhřimova, 71 — Pohled, 72 — Bartoušov, 73 — Roztoky, 74 — Hončová Húrka, 75 — Bystřice p. L., 76 — Starý Hrozenkov, 77 — Bučník, 78 — Pukanec, 79 — Nová Baňa, 80 — Kremnica, 81 — Banská Štiavnica, 82 — Hodruša, 83 — Vyhne, 84 — Poniky, 85 — Srní Kopec, 86 — Zlatá Baňa, 87 — Kozákov, 88 — Proseč, 89 — Frýdštejn, 90 — Rváčov, 91 — Doubravice, 92 — Stará Paka, 93 — Nová Paka, 94 — Šonov u Broumova, 95 — Frýdštejn-Bezdečín, 96 — Žďár u Hodkovic, 97 — Rišovce, 98 — Hodkovice, 99 — Morcinov, 100 — Lomnice n. P., 101 — Cidlina, 102 — Železnice, 103 — Kumburský Újezd, 104 — Vidochov, 105 — Malužiná, 106 — Hliník, n. H., 107 — Rudice, 108 — Olomoučany, 109 — Březina, 110 — Kunštát, 111 — Žabčice, 112 — Klášterec n. O., 113 — Třebenice, 114 — Podsedice, 115 — Měrunice, 116 — Újezd p. T., 117 — Jičín, 118 — Čejkovice, 119 — Libuň, 120 — rieka Jihlava, 121 — rieka Oslava, 122 — rieka Svitava

Fig. 1. Amethyst occurrences in Czechoslovakia. 1 — pegmatite, 2 — hydrothermal quartz-amethyst vein, 3 — ore vein of base-metals and metasomatic orebody, 4 — geode, vein and breccia in melaphyre and rhyolite country rock, 5 — geode and veinlet in sedimentary country rock (2—5 — postmagmatic process), 6 — placer deposit, 7 — locality number

alebo postmagmatické procesy v horninách vykazujúcich zvýšenú rádioaktivitu. To sa pochopiteľne vzťahuje aj na oblasti, kde sa priamo vyskytuje uránová mineralizácia.

Z veľkého počtu uvádzaných výskytov ametystu na celom území Československa (Bernard et al., 1969, 1981; Burkart, 1953; Kratochvíl, 1957—1966; Krůťa, 1966, 1973; Tuček, 1970; Zipser, 1817; Zepharovich, 1859, 1873, 1893) možno objektívne zhodnotiť iba obmedzenú časť lokalít (lokalizácia, charakter lokality, mineralizácie atď.; obr. 1).

Pegmatity

Nálezy ametystu spájané s pegmatitmi sú u nás, na rozdiel od zahraničia (ZSSR, Mongolsko, USA, Madagaskar), chudobné, alebo je ich priradenie k pegmatitom veľmi problematické. Nie celkom spoľahlivo môžeme k pegmatitom priradiť ametyst z pegmatitovej žaby v okolí Písku (napr. Jetětice, odkiaľ sa opísal zonálny ametyst z monominerálnych zón K živca a kremeňa), prípadne z okolia Liberca a Jablonca n. N. (Kratochvíl, 1957—1966). Výnimku snáď tvoria výskyty overené novými zbermi v zárezе cesty Jablonec n. N. — Turnov. Narastené kryštály ametystu svetlých farieb v kremennom jadre majú veľkosť 15 mm (Machek, ústna informácia). Za overený možno považovať aj nález ametystu viazaného na pegmatit pri obci Smržovka. V zbierkach Moravského múzea v Brne je vzorka záhnedy s náznakmi fialového sfarbenia a typickými hypoparalelnými zrastami kryštálov z lokality Dolné Bory pri Velkom Meziříčí. Podobný charakter má aj ametyst (často obojstranne vyvinutý) opisovaný z eluvií pegmatitov pri Českej Mezi, dosahujúci veľkosť až 10 cm. Je priehľadný, s fialovým jadrom, ktoré prechádza do okrajovej zóny tvorenej krištáľom. Surovina je vhodná na výrobu mugiel, facetových brusov a vybrané kryštály možno použiť aj na výrobu drobných plastík. Na lokalite sa vzácne vyskytujú „fantómy" a žezlové kryštály.

K mladším kremenným žilám treba priradiť výskyt ametystu prerážajúceho skarn na vrchu Fiolník pri Vlastějovicích. Pegmatitový lem mávajú niektoré kremenno-ametystové žily v oblasti třebíčskeho masívu. Otázka priradenia niektorých ametystových výskytov k pegmatitu je pre neznalosť pôvodného dokumentačného materiálu (v múzeách väčšinou chýba), veľmi nepresnú lokalizáciu a nedostatočný mineralogický opis zatiaľ otvorená. Množstvo ani kvalita a sfarbenie ametystovej suroviny z našich lokalít neumožňuje jej použitie a prognózne jej pripisujeme malý význam.

Postmagmatické procesy

Z hľadiska rozsahu majú postmagmatické ametysty pre územie Československa najväčší význam. Výskyty ametystu možno na základe formy vystupovania, asociácie a petrografického prostredia rozdeliť na: a) hydrotermálne kremenno-ametystové žily, b) ametyst v polymetalických žilách a metasomatických ložiskách, c) ametyst v geódach, žilách a brekciách melafýru (paleobazaltu) a ryolitu, d) ametyst v geódach a žilkách sedimentov.

a) Hydrotermálne kremenno-ametystové žily sú v rôznych typoch hornín a ich výskyty na území Československa sú z hľadiska kvantity suroviny najvýznamnejšie. Jednotlivé výskyty môžeme podľa typických znakov a väzby na určité geologické prostredie rozdeliť do niekoľkých základných skupín. Z historického hľadiska najrozsiahlejšia a najvýznamnejšia je oblasť výskytov v Krušných horách. Kremenné a kremenno-hematitové žily s ametystom viazané na výrazné tektonické poruchy sa tu nachádzajú približne medzi Přebuzou a Kadaňou, sú však známe aj pri Hornom

Slavkove a inde. Najviac a najkvalitnejšiu surovinu poskytovali kremenné žily v okolí Hornej Halže, Kovářskej a Ciboušova. Menší význam majú výskyty Boží Dar, Horní Blatná, Přebuz, Jelení, Bludná, Výsluní, Přísečnice, Mezilesí, Domašín, Hradiště u Kadaně, Černý Potok, Blahúňov atď.

V oblasti Hornej Halže sa ametyst viaže na kremenné žily prerážajúce migmatitizované ruly v blízkosti skarnových telies. Nepravidelné žily tvorí okrem kremeňa a ametystu aj železitý kremeň, jaspis, chalcedón, opál, hematit a vzácne aj fluorit. Svetlé odrody ametystu tvoria drobné kryštáliky v dutinkách alebo fialové polohy v zrnitom agregáte žiloviny. Pre žily sú typické zložité textúry (páskované, zrúcaninové, korálové, brekciovité a pod.). V tejto oblasti sa vyskytujú dva typy žiloviny, tzv. čierna a červená halže.

Ametysty z Kovářskej (v zbierkach Národného múzea v Prahe) sú sýtofialovej farby. Vyskytovali sa na Vlčej hore.

Najznámejšou lokalitou Krušných hôr je Ciboušov. Jej popularita vzrástla zvlášť v ostatnom čase, keď sa preukázala jej spojitosť s ametystom, ktorým sa obložila kaplnka na Karlštejne a v chráme Sv. Víta v Prahe. Táto lokalita sa už niekoľkokrát podrobne zhodnotila, a to ako z hľadiska historického, tak aj mineralogického (Skřivánek — Bauer — Rykl, 1985). Kremenno-hematitové žily, hrubé až x dm, prerážajú svorové, často migmatitizované ruly. Najstaršiu časť žilnej výplne tvorí asi baryt, po ktorom sa zachovali kremenné pseudomorfózy. Potom nasledovala kryštalizácia kremeňa, ktorá prechádzala od mliečnobieleho cez sivý až po svetlofialový. Celý kryštalizačný proces sa ukončil vytvorením tenkej vrstvy záhnedy. Kremenné a ametystové agregáty sú ukončené kryštálovými plochami a voľný priestor následne vyplnila kremenno-hematitová hmota. Zonálna ametystová surovina poskytuje veľmi kvalitný materiál na plošné brúsenie, plastiky alebo na drobné kamenárske práce. V súčasnosti sú ťažobné možnosti veľmi obmedzené, lebo územie bolo vyhlásené za chránenú prírodnú pamiatku.

Ametyst bez praktického použitia je známy aj z kremenno-hematitových žíl v krkonošsko-jizerskom plutóne (Polubný pri Tanvalde) a z fluoritovo-barytových žíl (Křižany). Podobného charakteru sú aj výskyty viazané na tzv. český kremenný val prakticky v celej dĺžke medzi Domažlicami a Tachovom. Vždy ich sprevádzajú oxidy Mn a Fe.

Ametyst sa nachádza aj v niektorých kremenných žilách prerážajúcich cez horniny moldanubika. K najznámejším patrí lokalita Chválov pri Pelhřimove so svetlým ametystom. Na lokalite Křemenice boli kryštály s vývojom prizmatických plôch do 10 cm so sýtofialovou farbou vo vrcholovej časti. Má iba mineralogický význam. Ametyst je známy aj z ďalších kremenných žíl, často brekciovitého charakteru (Chlum pri Milevsku, Jezviny atď.). Najrozšírenejším výskytom ametystov je systém kremenných žíl prerážajúcich horniny třebíčskeho masívu. Hlavné výskyty sú v okolí Bochovíc, Hostákova, Vladíkova a Kojatína. Menej významné výskyty sú aj v okolí Velkého Meziříčí, Horných Vilémovíc, severne od Třebíča, v okolí Vladislavi atď.

Lokalitou Bochovice sa podrobne zaoberal Mrázek — Rejl (1980). V širšom okolí opísali kremenno-ametystové žily tvoriace tri samostatné žilné polia. Dĺžka žíl je do 600 m, šírka až 1 m, smer SZ—JV a S—J. V miestach ich križovania sa vyskytovali dutiny s kryštálovou výplňou. Žily tvorí hrubozonálna žilovina mliečnobieleho, svetlofialového, tmavofialového, hnedého až čierneho kremeňa. Kryštály v dutinách dosahujú až 5 cm. Sú ukončené iba romboédrami, prizmatické plochy sa

vyskytujú len veľmi vzácne. Kremenno-ametystové žily v súčasnosti poskytujú najväčšie a najkvalitnejšie množstvo ametystovej suroviny vhodnej na ozdobné dosky, plastiky, mozaiky, ale aj na výrobu šperkov. Okrem mugiel a tambiérovania možno časť suroviny opracovať aj facetovým brusom. Zásoby presahujú súčasné možnosti spotreby.

V okolí Hostákova a Vladíkova (Němec, 1946; Mrázek et al., 1978) ide o zložitý systém kremenno-ametystových žíl väčšinou smeru SV—JZ so zonálnou výplňou prevažne mliečnobieleho kremeňa. Ametyst je zriedkavejší. Na spracovanie je vhodnejšia surovina z lokality Vladíkov. Pre kamenárske účely sú farebne atraktívne kremenno-ametystové žily pri Kojatíne. Žily prerážajú migmatitizované ruly, sú veľmi nepravidelné a rýchlo sa vykliňujú. Zonálnu žilovinu tvorí mliečnobiely kremeň, menej ametyst a morión. Ametyst má miestami sýtu fialovú farbu. Drúzy kryštálov dosahujú ojedinele až 4 cm, ale sú veľmi vzácne. Surovina je vhodná na výrobu mugiel, doštičiek, ale aj facetových brusov. Časť vybranej suroviny možno použiť na drobné plastiky. Kremenno-ametystové žily, bližšie nepreskúmané, sa vyskytujú aj v okolí Tasova a Velkého Meziříčí v třebíčskom masíve.

Pomerne hojné sú výskyty kremenno-ametystových žíl v oblasti Rychlebských a Orlických hôr a Jeseníkov. Ametyst sa tu väčšinou vyskytuje vo svetlých zónach kremeňa, kryštály sú veľmi vzácne. Lokality majú iba mineralogický význam (Adolfovice, Bíly Potok u Javorníku, Bíly Potok u Vrbna, Domášov, Horní Hoštice, Horní Lipová, Hukovice, Ondřejovice, Stará Červená Voda, Trávna, Velká Kraš, Zálesí, Žulová, Maršíkov, Loučná n. D., Petrov n. D. atď.). Významnejší výskyt ametystu je iba na lokalite Bludov, kde sa vyskytovali voľné kryštály s vyvinutými prizmatickými plochami až 8 cm.

Samostatnú skupinu výskytov ametystu možno vymedziť aj v horninách moravika. Kremenné žily s ametystom sa opísali na lokalite Hluboká a Jestřebí. Bližšie neoverené sú výskyty Sedlec u Náměště n. O., Louky atď. (Pelíšek, 1985). Žily pri Hlubokej prerážajú bítešské ortoruly v smere SSZ—JJV. Tvoria zložitý žilník tvorený mliečnobielym kremeňom, menej krištáľom a ametystom. Ametyst je svetlofialový, veľmi vzácne sýtofialový. Veľkosť obojstranne vyvinutých kryštálov je 1—3 cm, ojedinele až 10 cm. Surovina je zriedkavo vhodná na spracovanie vo forme mugiel, faciet a drobných plastík.

Do skupiny ametystov viazaných na hydrotermálne kremenné žily patria tiež výskyty v květnickej sérii v okolí Tišnova. Značne nepravidelný systém žíl variabilnej mocnosti preniká cez bazálne devónske kvarcity. Kryštály ametystu svetlej farby sú veľké do 2 cm. Majú iba mineralogický význam. Aj ametyst z kremenných žíl v horninách zábřežskej série pri Moravskej Třebovej a Boršove (Mrázek — Rejl, 1979) má len mineralogický význam.

K tomu typu priraďujeme aj kremenno-ametystové žily v polohách až šošovkách jaspisov pri Zemplíne (Ďuďa et al., 1985). V širšom okolí výskytu sú telesá extruzívnych spodnosarmatských ryolitových až ryodacitových vulkanoklastík s reliktmi lávových prúdov pyroxenických andezitov stredného až vrchného sarmatu (Kaličiak — Lexa in Baňacký et al., 1984). V nadloží majú mocný horizont redeponovaných ryolitovo-ryodacitových vulkanoklastík ako produkt explozívno-hydrotermálnej brekciácie silicifikovaných ryolitov a ich tufov v submarinnom prostredí. Miestami sú v nich pozorovateľné silne hematitizované polohy až šošovky a výskyty jaspisov. Ametyst tvorí s krištáľom až mliečnobielym kremeňom žilky do 10 cm. Je svetlofialový, priehľadný, hypoparalelne zrastený, ojedinele dosahuje

veľkosť až 4 cm. Sprevádza ho chalcedón, chlorit, hematit a miestami baryt. Surovina je iba vo veľmi obmedzenej miere vhodná na facetový alebo muglový brus.

b) Ametyst v polymetalických žilách a metasomatických ložiskách sa vyskytuje v Českom masíve, ale zvlášť v karpatskej sústave. Mineralizácia sa viaže na staršie variské žily (Český masív) a terciérne žily (karpatská sústava) v spätosti s neovulkanitmi.

Výskyt ametystu na polymetalických žilách Českého masívu (Jáchymov, Přebuz, Horní Slavkov, Stříbro, Stříbrné Hory, Příbram, Vrančice, Třebsko, Ratibořské Hory, Doubravice u Českých Budějovíc, Horky pri Tábore, Čejkov, Čejov pri Pelhřimove, Pohled a Bartoušov pri Havlíčkovom Brode atď.) má v súčasnosti iba mineralogický význam, aj keď ojedinele sa nájdu drúzy dobrej kvality. Ich použitie v kamenárstve je bezvýznamné. Podobný význam má aj ametyst vyskytujúci sa s mladou terciérnou essexitovou výplňou pňa pri Roztokách v severných Čechách.

Významnejší je ametyst na hydrotermálnych polymetalických žilách viazaných na karpatskú predhĺbeň (Hončova Hůrka pri Příbore, Bystřice p. Lopeníkom, Starý Hrozenkov, Bučník atď.), ale predovšetkým na oblasť slovenských neovulkanitov. Klasickou oblasťou výskytu ametystu rôznych odtieňov fialovej farby sú polymetalické hydrotermálne žily banskoštiavnického rudného revíru (Banská Štiavnica, Hodruša, Vyhne). Územie tvorí mohutný komplex neovulkanitov (rôzne andezity a dacity) s mezozoickými horninami a hypoabysálnymi telesami granodioritov a kremenitých dioritov v podloží. Rudné žily majú smer SSV—JJZ a strmý úklon 70—90° na V, dĺžku cca 6 km, mocnosť do 20 m. Zrudnenie v rudných žilách sa sústreďuje do rudných stĺpov. Ametyst sa viaže na vrchné časti žíl v asociácii s mliečnobielym kremeňom, rodochrozitom, Ag minerálmi (polybázit, stefanit, pyrargyrit, argentit), galenitom, sfaleritom, chalkopyritom a vzácne aj s ihličkami antimonitu. Sfarbenie ametystu je variabilné, našli sa aj pekné tmavofialové kryštalické drúzy (sú ozdobou mnohých európskych múzeí). Veľkosť kryštálov sa pohybuje okolo 1—3 cm, ojedinele aj viac. Vzácnosťou je tzv. žezlový vývoj ametystu alebo výskyt obeliskových kryštálov (Hodruša). V Hodruši sa v kremenných žilách našli aj šošovky masívneho ametystu. Ametyst na lokalite Vyhne bol iba drobnokryštalický, ale tmavo sfarbený. Z minulosti je zaznamenaný výskyt ametystu v štôlni Michal, Božieho požehnania, Pacher, v šachte Žigmund a Amália, v žile Rozália v Hodruši, Terézia a Špitáler v Banskej Štiavnici. Dokonca jeden z rudných stĺpov sa volá Ametystový. Najväčšie kryštály ametystu obeliskových tvarov (do 17 cm) sa našli v roku 1967 v žile Rozália (Mrákava, 1968). Novší výskyt ametystu v banskoštiavnickom rudnom revíri je zriedkavejší.

V podobnej pozícii sa nachádzal ametyst aj na polymetalických a Au-Ag žilách v okolí Pukanca, Novej Bane a Kremnice (Zipser, 1817). Ametyst z okolia Pukanca bol svetlofialový až tmavofialový, tvoril kryštalické drúzy do 2 cm, sprevádzal ho galenit, pyrit a Ag minerály, v Kremnici bol tmavofialový, ale veľmi zriedkavý. O ametyste z okolia Novej Bane nie sú známe žiadne bližšie údaje. Výskyt ametystu v asociácii s chalcedónom na polymetalickom ložisku Poniky je zaznamenaný iba v archívnych údajoch (Zipser, 1817). Neúplné a málo dôveryhodné sú údaje o ametyste zo Srnieho Kopca pri Kyslinkách (Húsenica, 1979). Ametyst z týchto lokalít má iba mineralogický význam.

Ametyst v okolí Zlatej Bane v Slanských vrchoch bol veľmi vzácny a stručné archívne údaje o ňom vzbudzovali pochybnosti. V novšej dobe sa v starých pingo-

vých poliach v blízkosti Sb ložiska Zlatá Baňa našli drobnokryštalické (nepresahujú 1 cm) agregáty svetlofialového ametystu na mliečnobielom kremeni s ojedinelým pyritom, antimonitom, arzenopyritom a galenitom. Veľkosť kryštálikov nepresahuje 1 cm (Ďuďa, 1981). Ametyst je podľa rozsiahlych prieskumných prác aj inde v okolí Zlatej Bane v bezprostrednom okolí polymetalických žíl až žilníkov nachádzajúcich sa vo vulkanických horninách (andezit, ryolit, dioritový porfyrit) neogénneho veku. Žilno-žilníkové zrudnenie má smer S—J až SSZ—JJV a strmý úklon 70—90° na V aj Z. Pri banskej ťažbe by bolo možné očakávať obmedzené množstvo suroviny na kamenárske účely, facety, mugly a tambléry.

c) Ametyst v geódach, žilách a brekciách melafýru (paleobazaltu) a ryolitu: Pre kamenárstvo má v zahraničí najväčší význam hydrotermálny výskyt viazaný na dutiny a trhliny v mladších paleozoických subsekventných vulkanitoch (melafýre, porfýre). Najväčší výskyt toho typu na svete (5 mil. km^2), produkujúci veľké množstvá kvalitnej suroviny, je na rozhraní Brazílie a Uruguaya. Ametyst väčšinou vypĺňa geódy (veľkosti až x m) a trhliny s achátovým lemom. Svetoznáma je dutina objavená v roku 1900 v Serra do Mar v južnej Brazílii (štát Rio Grande do Sul) s rozmermi 10×5×3 m a hmotnosťou ametystov 35 t. Jej sýtosfarbené ametysty veľkosti až 8 cm sú snáď vo všetkých múzeách sveta, nevynímajúc ani Národné múzeum v Prahe.

Výskyty v Československu sa svojím plošným rozsahom ani veľkosťou geód a šperkárskou kvalitou nedajú porovnať s Brazíliou, hoci neraz poskytli unikátne vzorky a surovinu pre šperkárske účely, čo dokumentujú niektoré práce v Strednej umeleckopriemyslovej škole v Turnove alebo anonymné práce v zbierkach múzeí.

Najrozšírenejšie výskyty ametystu viazaného predovšetkým na melafýry, menej porfýry, sú v západnej časti podkrkonošskej panvy. Nachádzajú sa v jej najvrchnejších častiach s tholeitickými fáciami sprevádzanými tufmi a tufitmi. Najviac ametystu sa nachádza v úzkom pruhu melafýrov medzi obcami Proseč a Frýdštejn a v oblasti medzi Kozákovom, Rváčovom a Doubravicou. Menší význam majú aj výskyty okolo Starej a Novej Paky a Broumova (Šonov).

V oblasti Proseč — Frýdštejn je najvýznamnejšou lokalitou Frýdštejn. Ametyst sa vyskytuje v geódach (až do 20 cm veľkých) v mandľovcových melafýroch, ktoré sa ťažia v lome pri obci Bezděčín. Geódy zvyčajne tvorí lem bieleho kašolongu, na ktorom narastá kryštáľ alebo ametyst. Stred geódy je potom vyplnený nažltlým, presvitajúcim kalcitom. Svetlofialové ametystové kryštáliky dosahujú 1—5 mm. Častý je výskyt goethitu. Ostatné lokality nemajú zvláštny význam. Svetlý ametyst sa zistil v Proseči, Žďári u Hodkovic, Rišovciach a v Hodkoviciach.

Významnejšia je oblasť Kozákov — Rváčov — Doubravice. Mimoriadne pekný ametyst, porovnateľný s brazílskymi, poskytoval v minulosti Votrubcův lom na Kozákove. V zbierkach múzeí sú geódy veľkosti do 40 cm a hmotnosti 100 kg. Sú vyplnené mliečnym kremeňom, ktorý postupne prechádza do ametystu tmavofialovej farby. Geódy po okrajoch často lemuje tenká vrstva achátu. Pre kozákovské geódy je charakteristický zelený chloritový povlak. Ametystové geódy sa tiež vyskytovali v elúviách pod svahmi Kozákova. Jednu z najväčších vykopali v roku 1923 pri obci Koberov. Kryštály pozostávali iba z koncových romboédrov a mali veľkosť až 3 cm. Ametyst v geódach z oblasti Kozákova bol známy aj v zahraničí, používal sa na brusy všetkých typov. Pekné geódy s ametystami sa vyskytujú aj v okolí Rváčova. V rozložených melafýrových elúviách

sa vyskytovali geódy (až do 0,5 m) zvyčajne svetlofialového, miestami až tmavofialového ametystu. Ametyst je opäť na vrcholkoch mliečnobieleho kremeňa, ktorý je podstatnou súčasťou geód, a na achátových lemoch. Podobný ametyst sa vyskytuje aj pri Morcinove na JZ od Lomnice n. Popelkou v 25 cm veľkých geódach. V súčasnosti je najväčším „dodávateľom" ametystov melafýrový lom Doubravice na SZ od obce Železnice. Ametyst sa tu vyskytuje v geódach (max. 40 cm veľkých), alebo tvorí výplň nepravidelných puklín v dĺžke až 70 cm. Kryštály ojedinele presiahli 5 cm. Ametyst v žilách je často zonálny, premenlivého sfarbenia. Z väčších kryštálov sa vyrábali mugly a facetové brusy. Geódy s ametystami vyhľadávajú aj zberatelia. V elúviách sa vyskytuje ametyst aj v okolí Cidliny, Železnice, Kumburského Újezdu atď., v achátových geódach v lome Hvězda pri Novej Pake, prípadne aj vo Vidochove.

Ametyst tejto asociácie sa na Slovensku vyskytuje veľmi vzácne iba v dvoch lokalitách. V mandľovcovom melafýre permu pri Malužinej tvorí s chalcedónom, barytom, kalcitom a hematitom drobné kryštáliky svetlofialovej farby. Má iba mineralogický význam. Častejšie sú nálezy ametystu na lokalite Hliník n. H. V geódach a puklinách ryolitov sa tvoria drobnokryštalické agregáty, veľkosti až 1 cm. Ametyst sprevádza takmer vždy kryštáľ, miestami aj záhneda, chalcedón, hematit a jaspis. Ametyst je priehľadný, väčšinou s vyvinutými vrcholovými romboédrickými plochami. Vyskytuje sa iba v najvrchnejšej časti ryolitového telesa (Ďuďa et al., 1985).

d) Ametyst v geódach a žilkách sedimentov: Zaujímavý je výskyt tzv. rudických gúľ v širšom okolí obcí Rudice a Olomoučany. Geódy sú až 50 cm veľké, uložené v jurských rohovcových vápencoch a ich elúviách. Ich vznik sa spája so zatlačovaním organických zbytkov (huby) kremenným gélom pri diagenéze. Geódy vypĺňa predovšetkým mliečnobiely kremeň, menej chalcedón a kašolong. Výskyt svetlého ametystu je veľmi vzácny. Na sedimentárne horniny sa viažu aj početné výskyty ametystu po celom území Československa. Vyskytujú sa v žilkách v kriedových kremencoch a pieskovcoch pri Březine a Kunštáte, v kvarcitoch pri Žabčiciach atď.

Rozsypy

Z kamenárskeho hľadiska nie sú bezvýznamné ani výskyty viazané na rozsypy, predovšetkým riečny štrk. Voľné, často opracované kryštály a drobné agregáty, prípadne aj geódy s ametystovou výplňou sa nachádzajú bezprostredne v okolí primárnych výskytov, alebo ich riečne toky transportovali aj do značnej vzdialenosti.

Najznámejšie a najperspektívnejšie sú štrkové terasy riek Jizera, Cidlina, Ploučnice a ich prítokov (lokality Újezd p. T., Jičín, Čejkovice, Libuň atď.). Ametyst sa našiel aj v rozsypoch a štrku v podkrušnohorí (Klášterec n. O.). Známy je z pyropového štrku v okolí Třebenic, Podsedíc a Měruníc. Hojné nálezy pochádzajú z tzv. vltavínového štrku medzi Třebíčom a Ivančicami v povodí rieky Jihlavy a Oslavy. V štrkových terasách rieky Svitava sa nachádzali tzv. rudické gule často až niekoľko desiatok km vzdialené od pôvodných lokalít.

Literatúra

Baňacký, V. et al. 1984: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 38—332, 38—341, 38—343, 38—334. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Bauer, J. — Skřivánek, F. 1984: Ametyst — jaspisové žíly v Krušných horách a jejich využití k drahokamovým obkladům. *Geol. Průzk., I, 7—9.*

Bernard, J. H. et al. 1969: Mineralogie Československa. *Praha, Academia, 396 s.*

Bernard, J. H. et al. 1981: Mineralogie Československa (2. preprac. vyd.). *Praha, Academia, 645 s.*
Burkart, E. 1953: Moravské nerosty a jejich literatura. *Praha, ČSAV, 1004 s.*
Ďuďa, R. et al. 1981: Mineralógia severnej časti Slanských vrchov. *Miner slov. — Monografia, Bratislava, Alfa, 98 s.*
Ďuďa, R. et al. 1985: Drahé a ozdobné kamene SSR. *Manuskript — archiv GP Sp. Nová Ves, 412 s.*
Húsenica, J. 1979: Zborník XIV. TOP — prehľad odborných výsledkov. *Prievidza.*
Kratochvíl, J. 1957—1966: Topografická mineralogie Čech. *Diel I—VI. Praha, ČSAV.*
Kruťa, T. 1966: Moravské nerosty a jejich literatura 1940—1960. *Brno, Moravské muzeum, 378 s.*
Kruťa, T. 1973: Slezské nerosty a jejich literatura. *Brno, Moravské muzeum, 414 s.*
Machek, P. 1983: Objev nalezišť drahých kamenů použitých v době Karla IV. *Geol. Průzk., 11, 326.*
Mrákava, F. 1968: Ametysty na Rozália bani v Banskej Hodruši. *Zbor. Slov. ban. Múz. (Banská Štiavnica), 4, 235—237.*
Mrázek, I. — Kolbabová, L. — Rost, J. — Rejl, L. 1978: Záverečná zpráva úkolu Třebíčsko — Žďársko. *Manuskript — Geofond Praha.*
Mrázek, I. — Rejl, L. 1979: Jaspisy a acháty z širšího okolí Moravské Třebové. *Geol. Průzk. (Praha), 21, 7, 218—220.*
Mrázek, I. — Rejl, L. 1980: Zonární křemen — ametystové žíly u Bochovic na Třebíčsku. *Sbor. Nár. Muz. (Praha), Ř. B, XXXVI, 1, 1—20.*
Němec, F. 1946: Oblast hostákovských křemenů. *Sbor. Přírodověd. Klubu Západomorav. Muz. (Třebíč), IV, 63—80.*
Pelíšek, J. 1985: Nálezy krystalovaných odrůd křemene v severní části moravika. *Čas. Mineral. Geol., 30, 3, 333.*
Rejl, L. 1984: Ametysty na Moravě a jejich využití v šperkařství a umělecké výrobě. *Manuskript — archiv ÚÚG Praha, 48 s.*
Skřivánek, F. 1985: Inkrustace z drahého kamene — vrcholný projev interiérové úpravy v české gotické architektuře. *Památ. a Přír. (Praha), 10, 579—593.*
Skřivánek, F. — Bauer, J. — Rykl, D. 1985: Výzkum drahých kamenů z chráněné přírodní památky Ciboušov a ze středověkých inkrustací. *Památ. a Přír. (Praha), 10, 609—617.*
Tuček, K. 1970: Nalezište českých nerostů a jejich literatura, 1951—1965. *Praha, Academia, 882 s.*
Zepharovich, V. R. 1859, 1873 a 1893. Mineralogisches Lexicon für das Kaiserthum Osterreich, Band I—III. *Wien, W. Braumüller.*
Zipser, Ch. A. 1817: Versuch eines topographisch — mineralogischen Handbuch von Ungarn. *Oedenburg, 440 s.*

Amethyst occurrences in Czechoslovakia

In time immemorial, amethyst is known as a precious stone. Amethyst had its role in mythologies, it safeguarded from drunkness (from this property comes the name "amethystos" what means undazed). The violettish coloured variety of quartz has also the main physical properties identical with common quartz. Its violet colour is ascribed to the presence of Fe^{3+} admixture under the influence of radioactive radiation in so called colour centres. The colour of amethyst is various, it fades on daylight or under slight heating. With temperature increase over 500 °C and subsequent cooling the amethyst becomes yellowish to orange coloured (the so called topas madeira).

Amethyst occurs in relatively simple crystal forms. Crystal faces "r" (1011) and "z" (0111) of the terminal rhomboeder predominate and the "m" (1010) prismatic faces are extraordinarily developed. Sizes of single crystals commonly attain 1—5 cm whereas crystals over 25 cm size are extraordinarily rare. The amethyst raw is usually processed into the shape of facet grindings, cabochons or plates and it is suitable also as tumbler product. Larger pieces may be shaped into small sculptures, glyptics or mosaics. Amethyst is also used as trim-stone.

Over 120 occurrences of amethyst are known in Czechoslovakia displaying various quality, amounts and exploitability of the amethyst raw. Generally, all occurrences may be subdivided on genetic grounds into three main groups: pegmatites, postmagmatic products and placer deposits. Occurences of all three genetic groups have their own regularities from which the most striking one is the higher ferric ion content in rocks and the higher radioactivity of the mother rock varieties.

There are only rare occurrences of amethyst

related with pegmatite bodies in Czechoslovakia. According to not fully reliable data, such amethyst is present in the pegmatite exploited in the surroundings of Písek town in Bohemia. Other localities are Jablonec nad Nisou and Smržovka. Amethyst has also been found in elluvial beds over pegmatite near Česká Mez.

The most common and also important occurrences of amethyst are related with products of postmagmatic activity. Setting out from the mode of occurrence, mineralogical assemblage and country rock type, these localities may be subdivided into several groups: hydrothermal quartz-amethyst veins; amethyst occurrences in hydrothermal veins of base-metals; and in metasomatic orebodies; amethyst in geodes, veins and breccia in melaphyre and rhyolite country rock; amethyst in geodes and veinlets in sedimentary country rock.

The hydrothermal quartz-amethyst veins are, from a qualitative point of view, the most significant Czechoslovak occurrences. In the Krušné hory Mts. (Erzgebirge) area, amethyst is present on several localities. Quartz-amethyst veins are known from Horní Halže, Kovářská and Ciboušov. Small occurrences are near Boží Dar, Horní Blatná, Přebuz, Bludná, Přísečnice and elsewhere (fig. 1). Near Horní Halže the veins are cutting migmatitic gneiss not far from skarn bodies. Amethyst creates heavily irregular veins together with milky white quartz, jasper, chalcedony and haematite, in which the filling reveals zoned, ruin and breccia structures. Quartz—haematite veins with amethyst in migmatitic gneiss country rock occur also on Ciboušov locality. It has been proved that the trimming in chapels of the Karlštein castle and in the St. Vitus cathedral in Prague originated from the raw of this locality.

Lesser significance have the amethyst-bearing veins located in the Krkonoše — Jizera plutonic mass (Polubný and Křížany are the main localities) or along the so called Czech quartz wall between Domažlice and Tachov.

A set of amethyst-bearing quartz veins is known from the Moldanubian area of the Bohemians Mass. A significant locality is Chválov near Pelhřimov with light amethyst whereas crystals up to 10 cm size have been found on Křemenice locality. But the most significant occurrences at all are those in quartz veins near Bochovice, Hostákov, Vladíkov and Kojetín. Single quartz-amethyst veins of NW—SE or N—S strike attain up to 600 m strike-lenght and 1 m thickness on the Bochovice locality. Chambers with crystal druses occurred on the crossings of both strikes. The veins have coarse zonal structures in which several coloured varieties of quartz alternate. Similar occurrences are near Hostákov and Vladíkov. Veins on the Kojetín locality are developed in migmatitic gneiss country rock and pinch out rapidly.

In the area of Rychlebské hory Mts., Orlické hory Mts. and the Jeseník Mts., amethyst occurrences in quartz veins are more rare (Adolfovice, Bílý Potok u Javorníku, Domašov, Hukovice, Velká Kraš, Zálesí and others). The single more significant site is near Bludov where prismatic crystals of up to 8 cm size have been found.

Amethyst occurrences have also been reported from rocks of the Moravikum crystalline near Hluboká and Jestřebí. Localities with amethyst occurrences are known in the Květnica suite near Tišnov as well as in the Zábřeh suite near Moravská Třebová and Boršov.

In Slovakia, quartz-amethyst veins occur near Zemplín in extrusive rock of rhyolite to rhyodacite composition and of Lower Sarmatian age.

Amethyst in ore veins of base-metals and in metasomatic deposits are mostly known in the Carpathian system being related to magmatic products of Neogene age. Such occurrences of amethyst in the Bohemian Mass were only found in orebodies of the Jáchymov, Příbram and Stříbro deposits as well as in some further small occurrences which have but mineralogical significance. Small occurrences located in the Carpathian fore-deep are near Hončova Hůrka, Bystřice pod Lopeníkem, Starý Hrozenkov and Bučník.

Famous area of amethyst occurrences is represented by the Banská Štiavnica ore district. Built by a huge complex of volcanic rocks (andesite and dacite of Neogene age) with Mesozoic sediments in their basement and pierced by hypabyssal bodies of granodiorite and quartz diorite, the up to 6 km long vein bodies have there NNE-SSW strike dipping under high angles (70°—90°) to the east. Amethyst mainly occurred there in the upper part of single ore veins exploited during the Middle Ages and the found crystal druses are adornments of several museums throughout Europe. Single findings have recently been made as well (Banská Štiav-

nica, Hodruša and Vyhne localities). Similar character have further localities near Pukanec, Kremnica, Nová Baňa, Poniky in Central Slovakia, Zlatá Baňa in Eastern Slovakia and less significant localities elsewhere.

Amethyst crystals in geodes, veins and breccias in melaphyre or rhyolite country rock are relatively abundant in Czechoslovakia. A classical and worldwide known area of occurrences is represented by the Permocarboniferous basin at the southern foot of the Krkonoše Mts. (Podkrkonošská pánev) with Kozákov, Frýdštejn, Proseč, Rvačov, Doubravice, Cidlina and further known localities. Agate geodes with amethyst up to 40 cm in size and weighting up to 100 kg have been found in the past (Kozákov). Amethyst occurs there in the elluvial cover of melaphyre bodies as well.

Occurrences of amethyst in geodes and veinlets within sedimentary mother rock are very rare and more or less insignificant. Such are the so called Rudice balls from the locality of the same name and similar occurrences in the area of Olomoučany. Localities occur in Cretaceous sandstone and quartzite near Březina, Kunštát as well as in quartzite near Žabčice.

From its primary occurrences amethyst easily passes into placer deposits, namely into river gravels deposited near to the primary site or transported up to several tens of kilometers. Such hopeful areas are represented by river terraces of the Jizera, Cidlina, Ploučnice, Jihlava, Oslava and Svitava rivers.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Seminár Hlbinná stavba vo vzťahu k uhľovodíkom a metalogenéze — geofyzikálne indície a interpretácie

Seminár usporiadala odborná skupina geofyziky SGS dňa 19. 2. 1987. Zúčastnilo sa ho 92 odborných pracovníkov a odznelo na ňom päť prednášok.

M. Filo — I. Gnojek — P. Kubeš — M. Kurkin — L. Pospíšil — D. Obernauer — M. Stránska: **Metalogenetické zóny Západných Karpát a ich vzťah ku geofyzikálnym poliam**

Autori sa zamerali na analýzu výsledkov komplexných geofyzikálnych výskumov všetkých metalogenetických zón vnútorných Západných Karpát s výnimkou Malej Fatry a Vysokých Tatier, ktorá poskytuje veľmi závažné poznatky o prítomnosti regionálnych a lokálnych príznakov zrudnenia.

Poukázali na niektoré fyzikálne rozhrania, ktoré zatiaľ nenachádzajú zobrazenie v geologických mapách. Ich priebeh je kontrolovaný prítomnosťou rôznych fyzikálno-chemických fenoménov, ktoré podmieňujú vznik pestrej mozaiky geofyzikálnych anomálií. Z metód diaľkového prieskumu Zeme, gravimetrie a magnetometrie vyplýva, že v oblasti Západných Karpát existuje podstatne viac nelineárnych štruktúr, ako sa doteraz predpokladá. Dôsledná analýza takýchto štruktúr, najmä tzv. uzlových bodov, ktoré tieto štruktúry vytvárajú, môže mať veľký význam pri riešení problémov metalogenézy.

Ľ. Kucharič — A. Steiner — J. Mikuška: **Odraz geologických fenoménov centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria v geofyzikálnych poliach**

Geofyzikálna preskúmanosť a úroveň geologického poznania do značnej miery umožňujú aj širší a hlbší pohľad na predmetnú problematiku. Prednášajúci sa sústredili na také geologické fenomény, ktoré majú v geofyzikálnych poliach výrazný a jednoznačný prejav. Takéto fenomény a ich geofyzikálne prejavy sa dali do regionálnych a tektonických súvislostí z hľadiska geofyzikálnej interpretácie. Na základe dlhoročných skúseností, získaných v rámci viacerých geologicko-geofyzikálnych projektov, sa zostavil súčasný geofyzikálny obraz gemerika a zároveň sa poukázalo na konsekvencie takéhoto obrazu.

D. Ďurica et al.: **Ložiská ropy a zemného plynu v strednej Európe**

Rovnomennú monografiu skoncentrovane a aktualizovane predstavil sám autor. Jej hlavným cieľom je ozrejmiť z hľadiska súčasných geologických názorov a na základe doterajších výsledkov geofyzikálneho a vrtného výskumu hlbšiu stavbu veľkých stredoeurópskych panví z hľadiska ropnej geológie. Ide súčasne o nový pokus zjednotiť na spoločnom klasifikačnom základe rýchlo pribúdajúce

fakty a skúsenosti ropnej geológie z kapitalistických a socialistických štátov strednej Európy na úrovni dosiahnutej začiatkom 80. rokov. V prednáške Ďurica analyzoval niektoré zákonitosti rozmiestnenia ložísk ropy a plynu v strednej Európe v korelácii so základnými črtami geologickej štruktúry strednej Európy. V závere poukázal na nezastupiteľnosť geofyzikálneho prieskumu (najmä seizmiky a gravimetrie) v prospekcii na ložiská prirodzených uhľovodíkov, kde objem geofyzikálnych prác tvorí 25 až 50 % z celkového objemu geologickoprieskumných prác. Súčasne konštatoval, že v ČSSR na 1 m prieskumného vrtu pripadá asi 10 m seizmického profilu, zatiaľ čo vo vyspelých kapitalistických krajinách 57—60 m seizmického profilu.

M. Suk — T. Buday: **Tendencie a perspektíva výskumu ložísk v ČSSR**

V tejto prednáške sa konštatovalo, že preskúmanosť ložiskových problémov v ČSSR za ostatných tridsať rokov dosiahla nebývalý stupeň. Rozvoj však bol väčšinou extenzívny, len v niektorých aspektoch aj intenzívny. S prevahou prieskumných prác a ich intenzity sa postupne strácal aj potrebný predstih geologického výskumu pred prieskumom. Jeden z príkladov zaostávania je výskum hlbinnej stavby, dnes veľmi propagovaný vo svetovej geológii, ktorý je nosným projektom medzinárodného programu litosféry.

Dosiahnuté výsledky jednoznačne ukazujú, že rozhodujúcou úlohou pre výskum a prieskum na ropu a zemný plyn, ale aj pre rudonádejné a uhľonosné oblasti bude výskum a interpretácia hlbinnej stavby Československa. Pri modernom výskume nielen hlbinnej stavby, ale aj pri prieskume perspektívnych oblastí a ložísk nadobúdajú mimoriadny význam geofyzikálne metódy. Veľkú pozornosť treba venovať karotážnym prácam najmä na úseku ropy a zemného plynu. Úspech a rozvoj interpretačnej a reinterpretačnej činnosti je závislý na budovaní databanky a na úrovni do nej vkladaných dát. Je potrebné komplexne využívať výsledky hlbokých vrtov a všestranne ich vyhodnocovať. Na vyhodnotení hlbokých vrtov by sa mali podieľať rôzne pracoviská s čo najširším spektrom metód.

L. Zbořil — M. Kurkin — J. Mikuška — D. Obernauer — J. Šefara: **Príspevok gravimetrie k objaveniu roponosných megaštruktúr strednej Afriky**

Záverečná prednáška poukázala na prínos československej gravimetrie k objaveniu ekonomicky významných roponosných megaštruktúr stredoafrickej platformy, ktorá sa ešte donedávna považovala z hľadiska výskytu ropy a zemného plynu za bezperspektívnu. Gigantické roponosné štruktúry typov: graben — paleorift — aulakogén gravimetria detekovala vo svojom transkontinentálnom rozsahu, a to od Guinejského zálivu až k pobrežiu Stredozemného mora a z oblasti veľkých východoafrických jazier až do priestoru severoafrických depresií. V súčasnosti je Geofyzika, n. p., Brno iniciátorom a organizátorom začatia prác na zostavení mapy štruktúr nádejných na výskyt ropy, a to celého afrického kontinentu, pri účinnej spolupráci s viacerými zahraničnými výskumnými pracoviskami a prieskumnými organizáciami.

Nasledujúci seminár Nové výsledky geofyzikálnych prác sa má uskutočniť 5. 11. 1987.

Dušan Obernauer

Mineralia slov.
19 *(1987), 3, 217—230*

Litologicko-sedimentologický a paleotektonický charakter borinskej jednotky v Malých Karpatoch

DUŠAN PLAŠIENKA

Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava

Doručené 3. 7. 1986

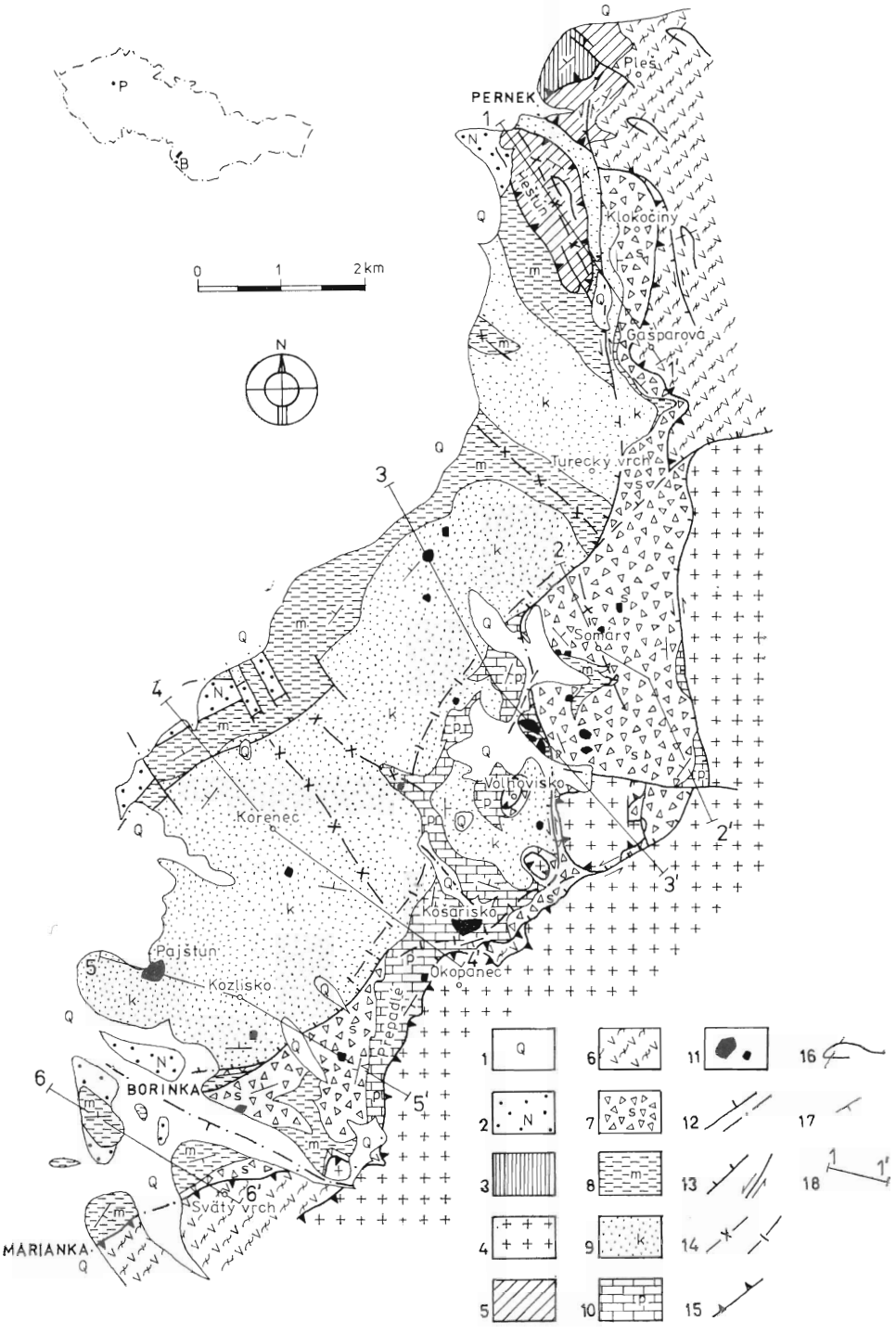
Литологическо-осадочный и палеотектонический характер боринской единицы в Малых Карпатах

Боринская единица, лиасово-нижнемелового(?) возраста, своим литологическим содержанием и структурным положением отличается от остальных параавтохтонных мезозойских следов татрика Малых Карпат, которые вместе со своим кристалиническим фундаментом находятся по отношению к ней в покровном положении. Предполагается, что осадочный бассейн боринской единицы располагался в южных маргинальных зонах пенинского оцеанического трога. Седиментация находилась в зависимости от активности тектонических разрывных действий. Типичным для ней являются различные типы гравитационных течений, как: турбидитные, масовые, признаки синседиментарных деформаций скольжения и наличие олистолитов.

Lithological, sedimentological and paleotectonic pattern of the Borinka Unit in the Little Carpathians

The Borinka Unit of Liassic to Lower Cretaceous (?) age differs by its lithological content and structural relations from other para-autochtonous Mesozoic sequences of the Tatric in the Little Carpathian Mts., which occur together with their crystalline basement in nappe position to the former. It is supposed that the sedimentation area of the Borinka Unit occurred in southern marginal zones of the Penninic oceanic trough. Sedimentation of the unit has been strongly affected by faulting and led to sedimentary features of several types pointing to typical gravitational sedimentation (turbidite, mass sedimentation) in which olistolites and synsedimentary slumping deformations are common.

Termínom borinská jednotka (sukcesia, sekvencia, resp. sled) označujeme súbor mezozoických (prevažne jurských) sedimentárnych hornín na západných svahoch Malých Karpát medzi obcami Záhorská Bystrica a Pernek. Borinská jednotka sa vyznačuje mohutným vývojom niektorých členov a súvrství, ktoré sú v ostatných sledoch „obalového" paraautochtónneho mezozoika tatrika Malých Karpát len rudimentárne vyvinuté a v ostatných jadrových pohoriach Západných Karpát prak-


PERNEK
Pleš
Heštún
Klokočiny
Gašparová
Turecký vrch
Somár
Volhovisko
Korenec
Košarisko
Pajštún
Kozlisko
Okopanec
Prepadlé
BORINKA
Svätý vrch
MARIANKA
0 1 2 km
N
P
B
1
1'
2
2'
3
3'
4
4'
5
5'
6
6'
Q
N
m
k
s
p

ticky neznáme. Ide predovšetkým o borinské vápence, marianske bridlice a brekcie Somára.

Borinská jednotka do určitej miery koinciduje s Maheľovým termínom „borinský vývin obalovej malokarpatskej jednotky" (in Maheľ et al., 1967). Maheľ však (l. c.) do tohto vývinu zahrnul aj jursko-kriedový súbor tatrika východne od Kuchyne, ktorý sa v tejto práci považuje za odlišný element — samostatný kuchynský sled. Borinskú jednotku možno považovať za neformálnu litostratigrafickú aj tektonickú oblastnú jednotku, lebo tvorí samostatný subautochtónny štruktúrny element, kým ostatné mezozoické sledy („vývviny"), ako devínsky, kuchynský, Kadlubka a orešiansky, tvoria spolu s kryštalinikom tatrika Malých Karpát rozsiahlu alochtónnu, vnútorne zložito členenú jednotku. Styk borinskej jednotky s fundamentom a pokryvom tatrika Malých Karpát je systematicky tektonický, tvorený zlomami násunového, prešmykového a bočne posuvného charakteru (obr. 1).

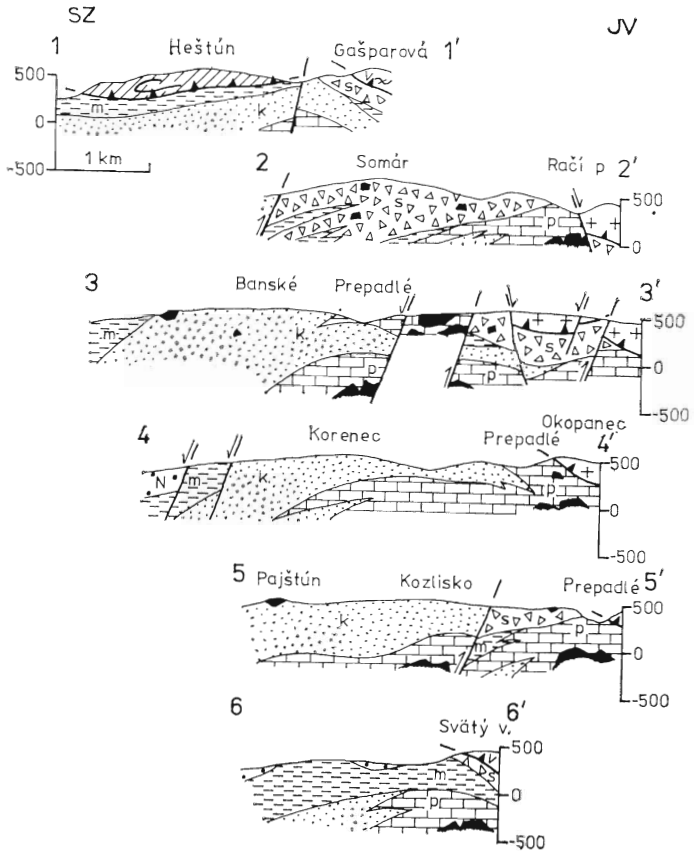
Náčrt problematiky

Horninová náplň borinskej jednotky bola predmetom rôzne zameraných štúdií už od začiatku nášho storočia. Polemické bolo hlavne vekové zaradenie borinských vápencov (trias — lias?). Snáď už definitívne riešenie tohto problému prinášajú práce Mišíka (1986) a Kullmanovej (1971). Poskytujú i odkazy na staršie práce o tejto problematike. Uvedení autori potvrdzujú, že v komplexe borinských vápencov sú prítomné triasové aj liasové horniny. Ich vzájomné vzťahy však zostávali nejasné. Triasové horniny uprostred liasových súvrství sú príkrovovými troskami (Andrusov, 1946), jadrami ležatých vrás (Maheľ, 1952), šupinami tektonicky vyvlečenými z podložia (Maheľ in Buday et al., 1962) alebo olistolitmi?

Polymiktné brekcie Somára považovali niektorí za tektonické (Klinec, 1965; Kullmanová, 1971), iní za sedimentárne — liasové transgresné, klifové (Maheľ, 1952) či príbojové (Cambel, 1954). Aký je však ich skutočný vzťah ku kryštaliniku? Medzi brekcie Somára zahrňujeme na základe detailného mapovania i pomerne rozsiahle územia, ktoré sú na publikovanej mape Malých Karpát 1:50 000 (Maheľ, 1972) zaradené do kryštalinika (čiastočne so „žilami" vápencov a zvyškami brekcií). Pri te-

◀ Obr. 1. Tektonická skica borinskej jednotky medzi Mariankou a Pernekom. 1 — kvartérne uloženiny, 2 — piesky a štrky (neogén), 3 — krížňanský príkrov (vysocký), 4 — granitoidy a ruly (bratislavský príkrov), 5 — kuchynský sled (lias — spodná kriedа), 6 — fylity a amfibolity (staršie paleozoikum — pernecký komplex), 7 — súvrstvie Somára (dogger — malm), 8 — marianske súvrstvie (toark — malm?), 9 — súvrstvie Korenca (lias), 10 — súvrstvie Prepadlého (lias), 11 — väčšie olistolity triasových karbonátov a kremencov (7—11 — borinská jednotka), 12 — normálne zlomy zistené a zakryté, 13 — prešmyky a bočné posuny, 14 — priebeh osí makroskopických synklinál a antiklinál, 15 — násunové plochy príkrovov, 16 — ležaté makrovrásy, 17 — smer a sklon vrstvovitosti, 18 — profilové línie

Fig. 1. Tectonic scheme of the Borinka Unit between Marianka and Pernek. 1 — Quaternary sediments, 2 — sand and gravel (Neogene), 3 — Krížna (Vysoká) nappe, 4 — granitoids and gneiss (Bratislava nappe), 5 — Kuchyňa sequence (Liassic to Lower Cretaceous), 6 — phyllite and amphibolite (Early Paleozoic, Pernek Complex), 7 — Somár Formation (Dogger to Malm), 8 — Marianka Formation (Toarcian to Malm?), 9 — Korenec Formation (Liassic), 10 — Prepadlé Formation (Liassic), 11 — large olistolites of Triassic carbonate and quartzite (7—11 — Borinka Unit), 12 — normal fault known and covered, 13 — thrust and slip fault, 14 — megascopic syncline and anticline axis, 15 — nappe basal surface, 16 — megascopic recumbent fold, 17 — bedding strike and dip, 18 — profile line



Obr. 2. Tektonické profily borinskou jednotkou. Vysvetlivky ako pri obr. 1
Fig. 2. Tectonic profiles accross the Borinka Unit. Explanations as in fig. 1

rénnom výskume sme sa zaoberali aj trojrozmernými priestorovými vzťahmi jednotlivých súvrství borinskej jednotky a ich vnútornou sedimentárnou a deformačnou stavbou. Pretože sme poznali sedimentárny vývoj a pravdepodobný stratigrafický rozsah, pokúsili sme sa o rekonštrukciu paleogeografického a paleotektonického prostredia vzniku borinskej jednotky a hľadali sme jej možné korelácie s obdobnými vývinmi vo Východných Alpách.

Litologicko-sedimentologický charakter borinskej jednotky

Pre borinskú jednotku je charakteristická prítomnosť pomerne hrubých (celkovú odkrytú hrúbku odhadujeme na 1500 m) súvrství jursko-spodnokriedového (?) veku často vo flyšoidnom vývoji. Všetky horniny borinskej jednotky postihla slabá metamorfóza. V hlbších častiach a v blízkosti násunovej plochy bratislavského príkrovu má metamorfóza charakter najnižšej časti fácie zelených bridlíc, inde anchizóny.

Triasové horniny vystupujú na predmetnom území pravdepodobne len vo forme olistolitov a úlomkov v mladších súvrstviach. Ide o horniny bežné v triase tatrika (spodnotriasové kremence a strednotriasové vápence a dolomity). Nehlboko v podloží borinských vápencov možno očakávať i triasové horniny „in situ", ako to indikovali geofyzikálne geoelektrické merania (metóda VES) v oblasti Somára (sú-

vislé masy vysokoodporových hornín — pravdepodobne dolomitov; Nosko, ústne oznámenie) alebo prieskumný vrt V-70a nad lomom Prepadlé, ktorý v hĺbkach pod 300 m zachytil hrubšie masy dolomitov.

Jurské (možno až spodnokriedové) sedimenty prakticky celej borinskej jednotky pozostávajú zo sedimentov ukladaných z rôznych typov gravitačných prúdov (hlavne turbiditných), pelagických sedimentov, gravitačne transportovaných telies brekcií zlomových svahov (scarp breccias), olistolitov a len v spodnejších častiach z masívnych plytkovodných (borinských) vápencov, v ktorých sú však sklzové textúry, polohy brekcií a olistolity tiež časté.

Na základe litologicko-sedimentologických znakov sme borinskú sekvenciu zatiaľ neformálne rozdelili na niekoľko súvrství, ktoré sme len rámcovo stratigraficky zaradili, lebo biostratigrafický výskum je len v začiatkoch a oporných určení je málo. Jednotlivé súvrstvia sa v priestore čiastočne zastupujú najmä v závislosti na vzdialenosti od kraja bazénu.

Súvrstvie Prepadlého vystupuje predovšetkým v doline Prepadlé od Medených hámrov až po oblasť na Z od Somára. Smerom na SZ prechádza laterálne prstovite do flyšu podobného súvrstvia Korenca (styk je však väčšinou zlomový). Jeho podložie presne nepoznáme (pravdepodobne horniny triasu), v nadloží vystupuje buď súvrstvie Korenca alebo marianske súvrstvie a v oblasti Somára priamo súvrstvie Somára. Hrúbka na povrchu odkrytej časti súvrstvia Prepadlého je okolo 200 m, podľa vrtných prác v okolí lomu Prepadlé dosahuje súvrstvie mocnosť až 300—400 m. Predpokladaný vek je sinemúr - pliensbach, resp. až toark (podľa makrofauny v borinských vápencoch; in Maheľ et al., 1967; Mišík, 1986). V horninovom súbore súvrstvia Prepadlého rozlišujeme borinské vápence, slieňovce, biodetritické piesčité vápence a pieskovce.

Borinské vápence (pajštúnske, Ballensteinkalk) budujú podstatnú časť súvrstvia Prepadlého. Základným litotypom sú sivé, masívne alebo hrubolavicovité, väčšinou beztextúrne jemnozrnné až celistvé vápence. Na organické zvyšky sú väčšinou sterilné, len niektoré polohy majú biodetritický charakter. Pre značnú časť borinských vápencov sú typické vtrúsené ostrohranné úlomky triasových karbonátov (hlavne dolomitov) rôznej veľkosti — od mikroskopických až po megaolistolity s obsahom niekoľko mil. m^3. Megaolistolity vystupujú v spodných častiach súvrstvia, resp. možno ide aj o odkryvy podložia borinských vápencov s nerovným reliéfom (okolie Košariska); menšie olistolity a hojné úlomky cm — dm rozmerov sa koncentrujú hlavne v najvyšších častiach borinských vápencov. V týchto horninách, označovaných ako brekciovité vápence, klasty nezriedka prevládajú nad vápencovou základnou hmotou. Ide o extraklastové vápence s menším podielom intraklastov (s podpornou štruktúrou matrixu), s prechodmi do karbonatických brekcií (s podpornou štruktúrou klastov). Lokálne možno v brekciách pozorovať inverzné gradačné zvrstvenie hruboklastického karbonátového materiálu s podradným vápencovým alebo pelitickým matrixom.

Niektoré časti borinských vápencov sa vyznačujú sedimentárnou laminációu, ktorú treba odlišovať od metamorfnej tokovej laminácie. Metamorfná toková laminácia je hustejšia (2—5 mm) a foliačné plochy, ktoré tvorí s penetračnou tokovou lineáciou, sú často zvýraznené reziduálnymi filmami a vrstvičkami nerozpustného ílovitého materiálu. Naproti tomu sedimentárna laminácia je hrubšia (5—10 mm), tvoria ju odlišne pigmentované laminy, nevytvára diskrétne plochy odlučnosti a zachovala sa väčšinou len v slabšie metamorfovaných častiach. Často má znaky

synsedimentárnej deformácie — pretŕhanie, rozvlečenie, rotovanie až vývoj pseudobrekciovitých textúr.

Masívne biodetriticko-piesčité vápence tvoria nepravidelné telesá približne uprostred karbonátového komplexu súvrstvia Prepadlého. Obsahujú hojný organický detrit (hlavne krinoidy) a klasty karbonátov (zrejme triasových) až do veľkosti 2 cm. Prevláda však piesčitá frakcia, hojná je tiež prímes klastického kremeňa. Vápenec miestami prestupujú hľuzy, šošovky a hniezda svetlosivých rohovcov. Prítomné sú tiež sivé a načervenasté laminované krinoidové vápence, lumachelové a oolitické biodetritické vápence.

V okolí Košariska vystupuje uprostred borinských vápencov súbor sivých a červenkastých spongiových slieňovcov s častými doskovitými polohami extraklastovo-biodetritických vápencov, miestami s čiastočne kremenitým tmelom (polohy sú často gradačne zvrstvené, pričom gradačnú vytriedenosť vykazuje nielen terigénny extraklastový materiál, ale aj organický detrit (belemnity). Pripomínajú alodapické vápence sedimentujúce z turbiditných prúdov.

S vápencami borinského typu často asociujú nestratifikované pieskovce, ktoré vo vápencoch tvoria nepravidelné, rôzne veľké žily, šošovky i väčšie prstovite vykliňujúce telesá uložené naprieč vrstevnatosti. Hrubšie polohy pieskovcov nachádzajúce sa najmä v nadloží borinských vápencov tvoria prechod do nadložných terigénnych súvrství Korenca a Somára. Petrografické zloženie pieskovcov sa rýchlo mení v horizontálnom aj vertikálnom smere, keď mineralogicky aj štruktúrne zrelé kremenné pieskovce sú rýchlo zamieňané za nezrelé sedimenty drobového zloženia. Pieskovce majú často kalcitový tmel. Nachádzame v nich aj difúzne telesá polymiktných brekcií s kľastami fylitov a amfibolitov a pieskovcovou základnou hmotou.

Súvrstvie Korenca zaberá najväčšie plochy budované borinskou sekvenciou medzi Borinkou a Pernekom. Pôvodne bolo označované ako grestenské vrstvy. Jeho podložie nepoznáme, nadložie tvorí marianske súvrstvie alebo (na JV) priamo súvrstvie Somára. Na JV prechádza súvrstvie Korenca laterálne do súvrstvia Prepadlého. Dokumentuje to napr. prítomnosť telies borinských vápencov uprostred súvrstvia Korenca i izochrónna fauna (cf. Maheľ, 1952; Maheľ in Buday et al., 1962). Prevahu však majú sedimenty so znakmi ukladania z turbiditných prúdov — gradačne zvrstvené pieskovce striedajúce sa s ílovitými bridlicami a piesčité vápence striedajúce sa so slieňovcami. Celková odkrytá mocnosť súvrstvia dosahuje až 800 m. Predpokladaný vek je hetanž (?) až toark.

Prevládajúcim členom súvrstvia Korenca je súbor pieskovcov a ílovitých bridlíc. Striedajú sa v ňom doskovité polohy pieskovcov hrúbky 10—30 cm s hrubšími polohami sivých ílovitých bridlíc. Pieskovce majú kalcitový tmel, často aj vápnitý matrix a prechádzajú až do piesčitých vápencov. Podobne polohy ílovitých bridlíc zvyšovaním podielu vápnitej zložky prechádzajú do slieňovcov. Hrubozrnnejšie variety pieskovcov s hojnými horninovými úlomkami sú často gradačne zvrstvené. Trochu odlišný litotyp predstavujú pieskovce a bridlice striedajúce sa v tenkých doskách až laminách s kremenito-vápnitým až čisto kremenitým matrixom, ktorý môže tvoriť i podstatnú zložku horniny, ktorú potom treba označiť ako silicit. Kryptokryštalická kremenitá základná hmota obsahuje miestami hojné ihlice hubiek (ide o spongolity) a veľké klence kalcitu.

Súbor slieňovcov a piesčitých vápencov sa od predchádzajúceho súboru líši v podstate len vyšším proporcionálnym zastúpením vápnitého matrixu a bioklastického

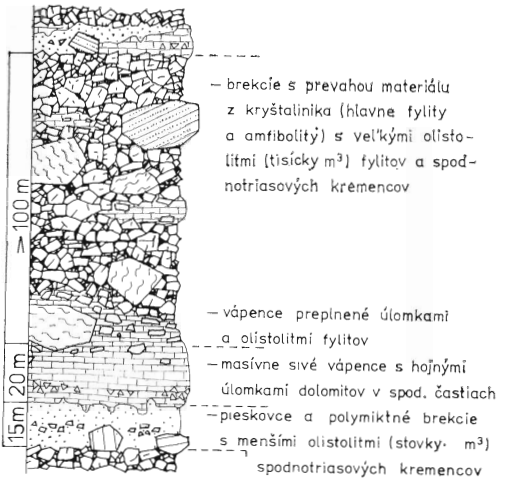
materiálu na úkor terigénnej piesčitej prímesi. V doskovitých polohách tmavosivých krinoidovo-piesčitých vápencov sú príklady gradačného zvrstvenia terigénneho klastického materiálu (úlomky hornín kryštalinika sú aj v psefitickej frakcii) zvlášť názorné. Ojedinele možno pozorovať aj prípady temer kompletných Boumových cyklov v piesčitých vápencoch s gradačne zvrstvenými (do 30 cm), laminovanými (20 cm) a konvolutne zvrstvenými polohami, ktoré sú vystriedané spongiovými slieňovcami, často s textúrami zhrnutého bahna. Slieňovce sú tmavosivé, ojedinele červenkasté.

Uprostred slieňovcov súvrstvia Korenca vystupujú tiež šošovkovité telesá masívnych sivých vápencov (borinských). Sprevádzajú ich extraklastové brekciovité vápence s úlomkami triasových karbonátov, lokálne i spodnotriasových kremencov a hornín kryštalinika, ďalej karbonatické brekcie, kremenné pieskovce a pieskovce s polohami polymiktných brekcií a olistolity triasových karbonátov a kremencov. Tieto telesá sú hrubé 5—30 m. Vápence miestami strácajú charakter typických borinských vápencov a prechádzajú do ružových a načervenastých masívnych vápencov s náznakmi pseudohľuznatosti. Nájdu sa aj oolitické a biodetritické vápence s hojnými belemnitmi a miestami aj s biohermovými organizmami (Kullmanová, 1971).

Marianske súvrstvie sa vyznačuje prevahou tmavosivých a čiernych ílovitých a vápnitých bridlíc, lokálne s doskami čiernych krinoidovo-piesčitých detritických vápencov charakteru kalkarenitov. Jeho litologicko-sedimentologický charakter je veľmi podobný slieňovcovému súboru súvrstvia Korenca, odlišuje ich nižší podiel vápnitej zložky a vyšší podiel grafitického pigmentu v marianskom súvrství, menej polôh alodapických piesčitých vápencov so slabším zastúpením terigénneho materiálu, len ojedinelé telesá borinských vápencov, brekcií a pieskovcov, ďalej vysoký obsah pyritu, prítomnosť polôh manganolitov, ako aj značná hrúbka a samostatné vystupovanie v čase a v priestore. Marianske súvrstvie leží v nadloží tak súvrstvia Korenca, ako aj súvrstvia Prepadlého, pričom tvorí klin hrubnúci smerom na SZ. Súvrstvie Somára leží v jeho nadloží a čiastočne sa s ním laterálno-prstovite zastupuje. Hrúbka marianskeho súvrstvia dosahuje minimálne 400—500 m. Jeho preukázaný vek je toark (amonity, belemnity; in Maheľ et al., 1967), pravdepodobne však až doger — malm.

Súvrstvie Somára je najvyšším súvrstvím borinskej sekvencie. Leží v nadloží všetkých vyššie opísaných súvrství, pričom s marianskym sa tiež čiastočne laterálne zastupuje. Súvrstvie Somára je 500 a viac m hrubé. Predpokladáme dogersko-malmský alebo malmský vek podstatnej časti súvrstvia, pričom nevylučujeme ani spodnokriedový vek jeho najvyšších častí. Polohy masívnych vápencov v spodných častiach hrubého komplexu brekcií Somára v nadloží borinských vápencov v doline Račieho potoka východne od Limbachu (súvrstvie Korenca a marianske súvrstvie tu nie sú vyvinuté) majú totiž charakter nevýrazne hľuznatých až celistvých pleťovoružových vápencov a obsahujú sakokomy (Kullmanová, 1971; malm).

Hlavnou zložkou súvrstvia Somára sú mohutné masy nestratifikovaných polymiktných brekcií, označovaných ako brekcie Somára či Somárskeho vrchu (Cambel, 1954). Komplex brekcií sa skladá z niekoľkých cyklov (v oblasti Somára ich je 5—6) s opakujúcim sa horninovým sledom. Bázu cyklov tvorí 10—40 m hrubá poloha pieskovcov a vápencov (obr. 3). Vápence ani pieskovce sa petrograficky nelíšia od tých, ktoré sme už opísali v súvrství Prepadlého. V pieskovcoch sú časté olistolity spodnotriasových kremencov s objemom



Obr. 3. Schematický litologický profil jedným cyklom súvrstvia Somára
Fig. 3. Schematic lithological profile of a single cycle in the Somár Formation

desiatok až tisícov m³. Vo vápencoch bazálneho cyklu na hrebeni Klokočín pri Perneku zistila Reháková (in Maheľ et al., 1986) okrem iných i biomikritické vápence s filamentovou mikrofáciou a s ostrakódami, globochétami, foraminiferami, krinoidmi, kalcifikovanými rádiolériami a s Colomisphaerou sp. a Colomisphaerou pieniniensis, na základe čoho ich zaraďuje do keloveja — oxfordu. Spodné polohy vápencov obsahujú často extraklasty dolomitov, vrchné zase fylitov a amfibolitov, ktoré sa postupne stávajú hlavnou zložkou horniny a ktorých medzernú hmotu tvorí vápenec. Aj vo vyššie ležiacich brekciách nachádzame často nepravidelne obmedzené šošovky a „útržky" vápencov s úlomkami hornín kryštalinika alebo len ich tenké prúžky lemujúce klasty (obr. 3).

Hlavné masy nestratifikovaných brekcií sú v jednotlivých cykloch 100—150 m hrubé. Klasty sú tvorené predovšetkým rôznymi typmi fylitov a metabazitov s rôznym vertikálnym a horizontálnym proporcionálnym zastúpením. Zriedkavé sú úlomky triasových kremencov a karbonátov, vo vyšších cykloch aj granitoidov a rúl. Veľkosť úlomkov kolíše od mikroskopických rozmerov až po megaolistolity. Väčšina brekcií je bez tmelu a matrixu (ide o mixtity), len sporadicky možno okrem vápencového matrixu pozorovať aj piesčitú a ílovitú základnú hmotu. Cambel (1954) uvádza aj kremenitý, limonitový a chloritický tmel. Niektoré (hlavne spodnejšie) časti brekcií predovšetkým z úlomkov metabazitov sa počas slabej alpínskej metamorfózy za spoluúčasti vody zmenili na jemnozrnné chloritovo-klinozoisitovo-kalcitovo-sericitické bridlice, v ktorých po pôvodných klastoch ostali len fantómy s odlišnou zrnitosťou a pigmentom, resp. nie sú už vôbec identifikovateľné (napr. brekcie nad borinskými vápencami v lome Prepadlé).

Mechanizmus transportu a ukladania psefitov podobného charakteru, ako majú psefity brekcie Somára, nie je ani vo svete zatiaľ úplne objasnený. Najčastejšie prijímaný termín „mass-flow" sa nechápe jednotne; cf. Hendry (1972), Walker (1975), Tollmann (1977), Häusler (1983). Walker (l. c.) chápe „en masse flow" ako transport hruboklastického sedimentu bez vzájomného pohybu jeho jednotlivých zložiek, kým ostatní citovaní autori chápu „mass-flow" ako široký pojem zahŕňajúci všetky bližšie nedefinované spôsoby gravitačného submarinného transportu hrubých detritických hornín s podpornou štruktúrou klastov (clast-supported), pri ktorom existovali stále vzájomné pohyby klastov (Walker, l. c. navrhuje pre stav takéhoto sedimentu pri transporte termín „disperzia"). V brekciách Somára, ktoré predstavujú typické „clast-supported" psefity, síce nemožno pohyb jednotlivých klastov pri transporte preukázať takými jednoznačnými kritériami ako gradačné zvrstvenie a stratifikácia, predsa však náznaky imbrikácie plochých klastov a difúzne vzťahy

brekcií k vápencom a pieskovcom takýto pohyb naznačujú. Čo sa týka prostredia vzniku, pre brekcie Somára najlepšie vyhovuje Walkerov (1975) „disorganized — bed model", charakterizovaný neprítomnosťou gradačného zvrstvenia a stratifikácie v hruboklastických sedimentoch s predpokladom veľmi proximálnej pozície v bazéne — najskôr ako výplň podmorských kanálov a kaňonov do bazénu (Walker, l. c.).

Paleotektonické postavenie borinskej jednotky

Ako sme už uviedli, náplň a štruktúrne postavenie borinskej jednotky sú málo porovnateľné s náplňou a postavením ktorejkoľvek inej tatrickej mezozoickej jednotky Západných Karpát. Preto sa pokúsime hľadať analógiu v alpských jednotkách, predovšetkým v jursko-spodnokriedových brekciách, ktoré sú svojím spôsobom najvýnimočnejším členom borinskej sekvencie. Takéto brekcie sú pomerne časté v jednotkách najnižšieho unterostalpinu Východných Álp. Fácia Hochfeind unterostalpinu Radstädtských Taur obsahuje polymiktné brekcie v liase — dogeri (Türkenkogelbrekzie) a v strednom malme — spodnej kriede (Schwarzeckbrekzie) spolu s hojnými pieskovcami. Ich genéza sa spája s existenciou tzv. lungauského subaerického prahu severne od unterostalpínskeho trogu (Tollmann, 1977). Časté polymiktné brekcie v liase — dogeri obsahuje aj fácia Hippold Tarntálskych vrchov. Häusler (1983) na základe sedimentologických znakov označuje všetky tieto brekcie ako „mass-flow" sedimenty transportované a ukladané vo veľmi proximálnej sedimentačnej oblasti na podmorskom svahu až úpätí. Pre príkrovové jednotky unterostalpinu s brekciami je typické, že vystupujú vždy v bezprostrednom nadloží mocných súborov Bündnerschiefer penninika (Janoschek — Matura, 1980). Konečne i v najjužnejších oblastiach samotného penninika sú polohy jursko-spodnokriedových brekcií pomerne časté (napr. Fuscher Fazies taurského okna). V najvýchodnejších výskytoch alpského penninika (Rechnitzer Serie) je tiež známa poloha liasových brekcií (Mostler — Pahr, 1981). Hrubé súbory polymiktných brekcií v jednotkách najspodnejšieho austroalpinika sú známe aj zo Západných Álp (napr. v jednotkách Graubündenu; Trümpy, 1975) a paleogeograficky sa zaraďujú medzi brekcie zlomových svahov (scarp breccias) na rozhranie penninika a austroalpinika (Trümpy, l. c.). Podľa súčasných predstáv indikujú hojné polymiktné brekcie v jednotkách rozhrania penninika a austroalpinika (ale aj severného okraja penninika) postupný rozpad triasovej karbonátovej platformy, rifting a vznik penninského eugeosynklinálneho trogu s členitými okrajmi, kde sedimentáciu kontrolovala seizmická aktivita na strmých zlomových zrázoch.

Porovnanie týchto alpských jursko-spodnokriedových brekcií s polymiktnými brekciami Somára a karbonatickými brekciami súvrstvia Prepadlého by si určite zaslúžilo špecializované štúdium, ale vzájomné analógie v dobe ich vzniku, v litologicko-sedimentologickom charaktere a pravdepodobnom mechanizme transportu a ukladania, a ako sa domnievame, aj v paleogeografickom a paleotektonickom prostredí vzniku sú zjavné aj teraz. Určité odlišnosti sú v sprievodných horninách (v Alpách ide väčšinou o výrazne hlbokovodné eupelagické sedimenty — napr. rádiolarity a aptychové vápence v malme).

Analógiu s Východnými Alpami možno vidieť nielen v spomínaných brekciách, ale napr. aj v marianskych bridliciach, ktoré podľa Maheľa (1983) predstavujú paleotektonický typ s nadväznosťou na penninikum.

Jednotlivé súvrstvia borinskej jednotky možno na základe predchádzajúceho struč-

ného opisu charakterizovať takto:

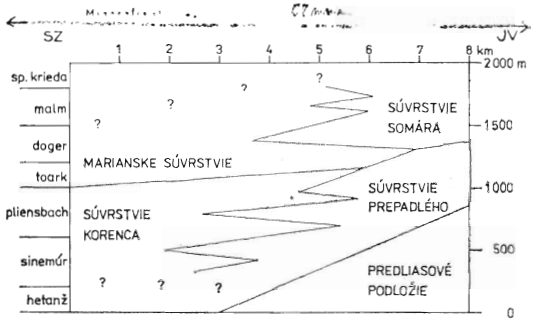
— súvrstvie Prepadlého — prevládajú plytkovodné vápence (borinské), ktoré sú však pravdepodobne aspoň sčasti alochtónne (znaky synsedimentárnej deformácie, „plávajúce" klasty a olistolity starších karbonátov), ďalej sú prítomné mass-flow sedimenty (exoklastové vápence až karbonatické brekcie), sporadicky pelagické sedimenty s vložkami turbiditov (slieňovce s doskami alodapických piesčito-biodetritických vápencov). Vznikli v okrajových častiach bazénu;

— súvrstvie Korenca — nesie znaky flyšu podobného vývoja — proximálne turbidity a sklzové telesá plytkovodných vápencov s olistolitmi triasových karbonátov, menej mass-flow brekcie;

— súvrstvie Somára — úplná prevaha mass-flow sedimentov — polymiktných brekcií uložených vo viacerých cykloch, na báze cyklov sklzové telesá vápencov a pieskovcov. Prostredie — marginálne zóny v blízkosti zlomových zrázov;

— marianske súvrstvie — v prevahe pelitické sedimenty s podradnejšími vložkami kalciturbiditov, ojedinelé sklzové telesá polymiktných brekcií a vápencov. Prostredie vzniku bolo pravdepodobne hemipelagické, euxinické.

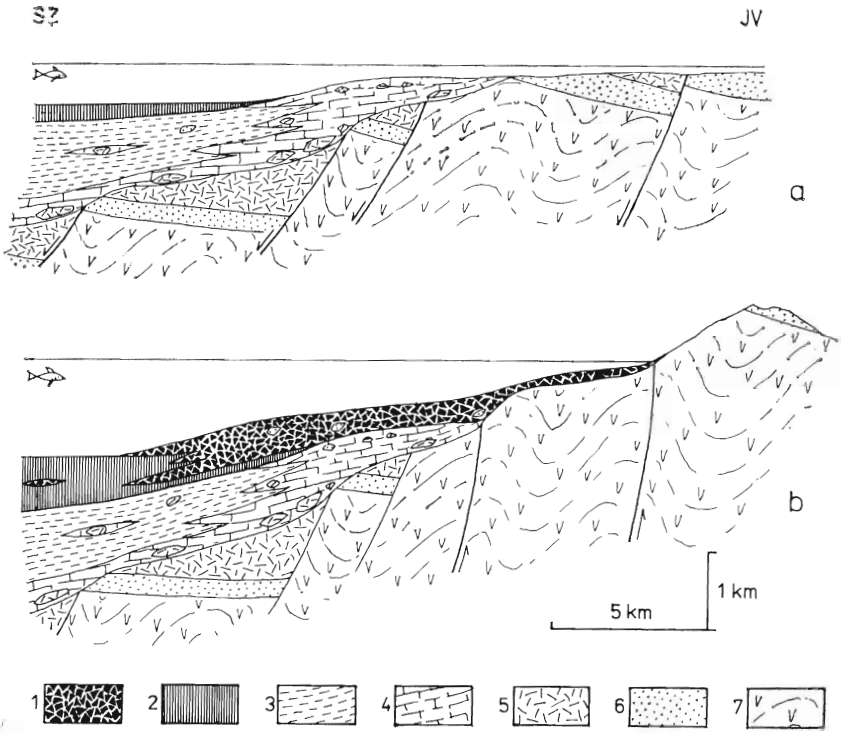
Okrajové fácie súvrství Prepadlého a Somára sú rozložené na JV, kým súvrstvia Korenca a marianske s prevahou pelagických sedimentov a jemnejších detritík ukladaných turbiditnými prúdmi na SZ (obr.2, 4). Z toho vyplýva, že bazén, v ktorom sa ukladali sedimenty borinskej jednotky, bol otvorený na SZ a z JV ho pravdepodobne ohraničoval subaerický prah poskytujúci terigénny materiál. Tento prah oddeľoval sedimentačný priestor borinskej jednotky od sedimentačných priestorov ostatných mezozoických sledov malokarpatského tatrika. Pokladáme ho za ekvivalent lungauského prahu Východných Álp (Tollmann, 1977), takže v paleo-



Obr. 4. Schematické znázornenie časovo-priestorových vzťahov jednotlivých súvrství borinskej jednotky
Fig. 4. Schematic presentation of time/space relations between single formations of the Borinka Unit

geografickom zmysle je borinská jednotka už súčasťou penninského trogu (štruktúrne je však zrejme ešte súčasťou najnižších elementov tatrika).

Značným predelom vo vývoji borinskej jednotky sa javí obdobie vrchného liasu. Vo vonkajších zónach vtedy radikálne poklesol prínos terigénnych detritík a zvýraznila sa pelagická sedimentácia (marianske súvrstvie) v euxinických podmienkach, vo vnútorných možno naopak predpokladať silné zvýšenie prínosu klastík, prejavujúce sa hlavne vpádom sedimentov s prevahou klastov kryštalinika, ktoré sa v spodnejších súvrstviach objavovali len sporadicky. Rozdielnosť medzi sedimentáciou vonkajšej a vnútornej zóny sa v tomto období zvýraznila, a to aj na krátku vzdialenosť (obr. 4, 5). Ďalším faktom, z ktorého pri konštrukcii paleotektonických rezov vychádzame, je povaha klastického materiálu brekcií Somára — aspoň z 90 % je to materiál, aký sa nachádza v kryštaliniku tatrika Malých Karpát, ktoré však dnes leží tektonicky v nadloží borinskej jednotky. Preto ak v širších súvislostiach obdobie sedimentácie súvrství Prepadlého a Korenca v liase pokladáme za obdobie riftingu a počiatkov formova-



Obr. 5. Náčrt paleotektonických rezov sedimentačnou oblasťou borinskej jednotky na hranici lias — doger (a) a malm — spodná krieda (b). 1 — súvrstvie Somára, 2 — marianske súvrstvie, 3 — súvrstvie Korenca, 4 — súvrstvie Prepadlého, 5 — vápence a dolomity stredného triasu, 6 — kremence spodného triasu, 7 — kryštalinický fundament (hlavne fylity a amfibolity)
Fig. 5. Schematic paleotectonic profiles accross the sedimentation area of the Borinka Unit in the time of Liassic/Dogger boundary (a) and on the Malmian/Lower Cretaceous boundary (b). 1 — Somár Formation, 2 — Marianka Formation, 3 — Korenec Formation, 4 — Prepadlé Formation, 5 — limestone and dolomite, Middle Triassic, 6 — quartzite, Lower Triassic, 7 — crystalline basement (mainly phyllite and amphibolite)

nia penninského trogu, potom obdobie dogeru znamená nástup spreadingu — tvorby oceanickej kôry penninika (Trümpy, 1980). Súčasne sa na okrajoch bazénu zmenil pasívny kontinentálny okraj (so sedimentáciou pozdĺž listrických kôrových zlomov v rámci vývojových fáz riftingu) na čiastočne aktívny s kompresnými (prešmykovými?) zlomami. Takto sa vynorili rozsiahle areály kryštalinika, z ktorého pochádza materiál brekcií Somára. Zároveň sa podstatne znížil prínos psamitických, štruktúrne i mineralogicky zrelších klastík derivovaných predovšetkým z hornín acidného zloženia, ktoré tvorili turbiditné pieskovce súvrstvia Korenca (predpokladáme, že to boli hlavne kremence spodného triasu, pretože len tie tvoria v pieskovcoch aj olistolity) súčasne s poklesom prínosu klastov starších karbonátov. Odráža to rýchly výzdvih zdrojovej oblasti a jej pokročilú denudáciu na úroveň fundamentu. Ak prij-

meme alpský model i pre deštrukciu penninského oceanického trogu, ktorého prítomnosť hypoteticky predpokladáme severne od diskutovanej zóny, potom subdukciu oceanickej kôry penninika a tvorbu príkrovov fundamentu severného okraja bloku s kontinentálnou kôrou (príkrovy tatrika Malých Karpát) predpokladáme v strednej — vrchnej kriede. Primárne príkrovové plochy sa pritom vytvárali z prešmykových zlomov oddeľujúcich brekcie Somára od ich zdrojovej oblasti — kryštalinického fundamentu tatrika (obr. 5).

Takáto paleotektonická interpretácia unikátnej (borinskej) jednotky v Západných Karpatoch sa môže zdať málo podložená. Znaky afinity náplne borinskej jednotky k vývinom najsevernejšieho austroalpinika, resp. najjužnejšieho penninika Álp naznačujú, že rozdiely v stavbe Východných Álp a Západných Karpát nie sú už také diametrálne, ako sa ešte nedávno predpokladalo, a že práve v JV časti Západných Karpát možno očakávať podstatne viac „alpských" prvkov v stavbe a náplni mezozoických jednotiek (Maheľ, 1983).

Záver

Borinská jednotka vykazuje oproti iným mezozoickým jednotkám tatrika Západných Karpát celý rad osobitostí litologicko-sedimentologických i štruktúrnych. Počítame medzi ne najmä:

— značný podiel terigénnych, hruboklastických sedimentov, a to nielen v spodnej, ale aj v strednej a vrchnej jure, a možno tiež v spodnej kriede,

— početné znaky sedimentácie z rôznych typov submarinných gravitačných prúdov — turbiditných, masových lavínových zosunov (mass-flow) a podmorských skĺzov, pričom i netriedené, neopracované hruboklastické sedimenty sa mohli ukladať v hlbokovodných podmienkach, ako tomu nasvedčuje ich striedanie s pelagickými sedimentmi,

— konfiguráciu pôvodného sedimentačného bazénu s proximálnymi zónami na JV a distálnymi zónami na SZ, jeho značnú členitosť a pravdepodobnú prítomnosť seizmicky aktívnych synsedimentárnych zlomov,

— to, že zdrojová oblasť terigénneho materiálu pozostávala hlavne zo staropaleozoických fylitovo-amfibolitových komplexov, ktoré dnes ležia v tektonickom nadloží borinskej jednotky,

— štruktúrnu pozíciu — subautochtónna borinská jednotka je najnižšou odkrytou štruktúrou jadra Malých Karpát, kým tatrický fundament a jeho paraautochtónne mezozoické sledy (devínsky, kuchynský, orešiansky, Kadlubka) tvoria spolu rozsiahlu, voči borinskej jednotke alochtónnu, vnútorne ďalej členenú skupinu jednotiek.

Tieto výrazné špecifiká vyčleňujú borinskú jednotku z radu typických mezozoických jednotiek západokarpatského tatrika a stavajú ju do prechodnej pozície k severnejším jednotkám — južného penninika, resp. jeho ekvivalentu — váhiku (Maheľ, 1981).

Poďakovanie

Práca vznikla na základe poznatkov získaných pri riešení čiastkovej úlohy II-4-4/2 SPZV Tektogenéza zón intenzívneho skrátenia a anomálnej stavby (koordinátor akademik M. Maheľ). Autor aj touto cestou ďakuje za pomoc všetkým spolupracovníkom, osobitne akademikovi M. Maheľovi, prof. RNDr. M. Mišíkovi, DrSc., a Ing. R. Marschalkovi, DrSc., za užitočné pripomienky k rukopisu.

Literatúra

Andrusov, D. 1946: Pajštúnsky príkrov na severnom svahu Malých Karpát. *Věstník St. geol. Ústavu Čs. Republ.*, 8.

Buday, T. — Cambel, B. — Maheľ, M. 1962: Vysvetlivky k Prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, listy Wien — Bratislava. *Bratislava*, GÚDŠ, 248 s.

Cambel, B. 1954: Poznámky k otázke kremencov v Malých Karpatoch. *Geol. Práce, Zpr., 1, 20—25.*

Häusler, H. 1983: Beobachtungen und Interpretationsversuche an nachtriadischen Breccien der Radstädter Tauern und Tarntaler Berge (Unterostalpin, Salzburg-Tirol). *Jber. 1982 Hochschulswerpkt. S. 15, 167—163.*

Hendry, H. E. 1972: Breccias deposited by mass flow in the Breccia Nappe of the French pre-Alps. *Sedimentology, 18, 3/4, 277—292.*

Janoschek, W. R. — Matura, A. 1980: Outline of the Geology of Austria. *Abh. Geol. B. — A., 34, 7—98.*

Klinec, A. 1965: Styk malokarpatského mezozoika a kryštalinika na lok. Cajlanská dolina, Borinka, Somár a Hliník. *Manuskript — Geofond Bratislava, 13 s.*

Kullmanová, A. 1971: Litofaciálny výskum devínskych a borinských karbonatických hornín v obalovej jednotke Malých Karpát. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Maheľ, M. 1952: K stratigrafii obalovej série Malých Karpát. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 3, 1—2, 203—212.*

Maheľ, M. 1972: Geologická mapa Malých Karpát. *Bratislava, GÚDŠ.*

Maheľ, M. 1981: Penninikum v Západných Karpatoch z pohľadu globálnej tektoniky. *Miner. slov., 13, 4, 289—306.*

Maheľ, M. 1983: Beziehung Westkarpaten — Ostalpen, Position des Übergangs-Abschnittes — Deviner Karpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 34, 2, 131—149.*

Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. *Západní Karpaty, 1. Praha, ÚÚG, . 486 s.*

Maheľ, M. et al. 1986: Stavba malokarpatského kryštalinika a jeho mezozoického obalu. *Manuskript — Geofond Bratislava, 99 s.*

Mišík, M. 1986: Sedimentologisches und fazielles Studium der Trias und Lias der Devín — Entwicklung (Malé Karpaty). *Acta geol. geograph. Univ. Comen., Sér. Geol., 41, 67—91.*

Mostler, H. — Pahr, A. 1981: Triasfossilien im „Cáker Konglomerat" von Goberling. *Verh. Geol. B. — A., 83—91.*

Tollmann, A. 1977: Geologie von Österreich. Band 1. *Wien, Franz Deuticke, 766 s.*

Trümpy, R. 1975: Penninic — Austroalpine boundary in the Swiss Alps: a presumed former continental margin and its problems. *Amer. J. Sci., 275-A, 209—238.*

Trümpy, R. 1980: Geology of Switzerland, a guide-book. Part A: An outline of the geology of Switzerland *Basel — New York, Wepf and Co. Publ., 104 s..*

Walker, R. G. 1975: Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Geol. Soc. Am. Bull., 86, 737—748.*

Lithological, sedimentological and paleotectonic pattern of the Borinka Unit in the Little Carpathians

The Borinka Unit represents a Mesozoic lithological sequence (Liassic to Malm or even Lower Cretaceous in age) cropping out along the northwestern slopes of the Little Carpathians Mts. between Záhorská Bystrica and Pernek villages (fig. 1). The unit has originally been assumed to represent part of paraautochtonous units of the Tatric however it bears differences in lithology, sedimentation features and structural position. Rock sequences in the Borinka Unit are slightly metamorphosed. The unit is subdivided into four main unformal lithostratigraphic subunits of Jurassic to Lower Cretaceous (?) age, i. e. the Prepadlé, Korenec, Marianka and Somár Formations. Triassic rocks occur in the Borinka Unit only as clasts or olistolites incorporated into younger sediments (Lower Triassic quartzite, Middle Triassic limestone and dolomite).

The Prepadlé Formation mainly consists of the Borinka Limestone Complex (Ballensteinkalk), further lithotypes represent marls, biodetritic psammitic limestone and sandstone. The thickness of the Prepadlé Formation attains 200 to 400 m and the supposed age is Sinemurian to Pliensbachian or even Toarcian. The Borinka limestone is a massive, shallow-water variety bearing signs of mass resedimentation as some slumping textures, irregular sandstone bodies and scattered fragments or blocks of older (Triassic) carbonate concentrated namely into the upper part of the Borinka limestone where carbonate breccia displaying inverse graded bedding occurs in places. Blocks of Triassic carbonate reaching

megaolistolite size are for the lower part of the sequence typical.

The Korenec Formation represents age and lateral equivalent to the Prepadlé Formation and the transition between boths is a gradual one (finger-like: figs. 2, 4). The thickness of the formation attains 800 m. Mostly flyschoid turbidite sequences of claystone and marlstone to arenaceous limestone with graded bedding occur in the lithological content together with silicite slate and spongoliths. The Borinka limestone and carbonate breccia create irregular bodies and lenses of slumping origin carrying blocks to megaolistoliths of Triassic carbonate (e. g. a typical olistolith is represented by the complex of Triassic limestone to dolomite of the Pajštún castle cliff).

The Marianka Formation mainly consists of the well-known Marianka roofing slate. This is a black marly slate with graphite pigment and abundant pyrite in which intercalations of turbidite flow deposition are present in crinoidal to arenaceous limestone levels. Layers of manganoliths as well as slumping bodies of massive limestone and polymict breccia are also present. The supposed age of the formation is Toarcian to Upper Jurassic (?) and the thickness reaches at least 400—500 m value.

The Somár Formation is mostly composed of polymict breccia and its thickness is 500 m or even more. Its age is probably Dogger to Malm eventually also Lower Cretaceous. The breccia complex consists of five to six sedimentation cycles where massive limestone to sandstone in 10—40 m thick bodies create slumping bodies on the bottom of the cycle. Clast-supported breccia without stratification and bedding occurs over the former and attains 100 to 150 m thickness in single cycles. Clasts are of cm-dm size and created by various phyllite and metabasite, only rarely by Lower Triassic quartzite or Middle Triassic carbonate. However large quartzite olistoliths are relatively abundant (fig. 3). The breccia in the Somár Formation may be explained as a resedimented one from marginal, fault-near shallow-water domains into proximal zones of the sedimentary basin by gravitation "mass flow" or by some similar mechanism (fig. 5).

From a paleotectonic point of view, the scarp-breccia of the Somár Formation indicates the proximity of a subaerial treshold southeasternly from its deposition. Setting out from the comparison between the lithology and position of several breccia lithotypes in the Eastalpine Unterostalpine domain, one may postulate considerable affinity of lithological and sedimentological features in the time of deposition namely with the Schwarzeck Breccia of the Hochfeind nappe in the Radstätter Tauerns (Tollman, 1977; Häusler, 1983). It is supposed that the treshold yielding material for the breccia in question divided the sedimentation area of the Borinka Unit from areas of other Mesosoic sequences of the Tatric in the Little Carpathians and, probabaly, may have represented a pendant to the Lungau treshold in the Eastern Alps (sensu Tollman, 1977). In such case the Borinka Unit would already be in connection with the Penninic or with its West Carpathian equivalent, the Vahic (Maheľ, 1981). Such deduction is also substantiated by the circumstance that the Borinka Unit represents the lowermost uncovered structure of the Little Carpathians.

Its contacts with the basement and the cover of the Tatric in the Little Carpathians are systematically tectonic ones created by dislocation of thrust, overthrust or slip nature (figs. 1, 2). The Tatric units proper, i. e. the crystalline with its paraautochtonous cover of Mesozoic age (the Devín, Kuchyňa, Orešany and Kadlubek sequences) are further segmented into a system of slices and partial nappes what points to their generally allochtonous position (Maheľ, 1981, 1983 a. o.).

Mineralia slov.
19 *(1987), 3, 231—242*

Vnútorná stavba metamorfovaného plášťa bratislavského masívu

BOHUMÍR KLUKAN

Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, Bratislava

Doručené 3. 7. 1986

Внутреннее строение плаща братиславского массива

Анализом выбранных 14-ти образцов пород из пезинского кристаликума изучалось отношение кристаллизации минералов к фолиациям C_{01}, или C_1 в породах неподверженных периплутоническому метаморфизму и без альпинской деформации. Также изучалось внутреннее строение пород с наложенным периплутоническим метаморфизмом, но без альпинской деформации и внутреннего строения пород с альпинскими деформациями, зональным кренулационным кливажем и кливажем осевой плоскости мелкой складчатости типа „кинк".

Internal fabric of metamorphic mantle rocks of the Bratislava massif

Fourteen selected samples from the Pezinok—Pernek crystalline unit have been used to investigate the relations between crystallization of mineral phases and foliation surfaces S_{01} and S_1 respectively, in rocks untouched by periplutonic metamorphism and without signs of Alpine deformations. Investigations have further been concentrated into the internal fabric of rocks reflecting superimposed periplutonic metamorphism but still without Alpine deformations as well as into the internal fabric of rocks which underwent Alpine deformations. Alpine events are reflected by zonal crenulation cleavage or by axial plane cleavage of minute kink-folds.

Vnútorná stavba metasedimentov bratislavského masívu sa študovala z rôznych aspektov a na príklade rôznych minerálov. Prvým z aspektov bol vzťah kryštalizácie a deformácie (foliácie S_1, resp. S_{01}) v alpínsky nedeformovaných horninách. Druhým aspektom bol vzťah kryštalizácie minerálov v tých istých vrstvách v závislosti na synintruzívnej vzdialenosti od granitoidného telesa a tretím bolo štúdium vzťahu prednostnej orientácie minerálov k alpínskym foliáciám S_2 a S_3. Z horninotvorných minerálov sa študovali prednostné orientácie kremeňa, biotitu, staurolitu, chloritu, andaluzitu a muskovitu. Na štúdium sa špeciálne vybralo 14 vzoriek z oboch typov pezinsko-perneckého kryštalinika.

Metodika práce

Pri štúdiu vnútornej stavby sa merala priestorová orientácia kremeňa, biotitu, staurolitu, chloritu, muskovitu a andaluzitu. Meralo sa Fjodorovovou metódou (Fediuk, 1961) na univerzálnom 4-osovom fjodorovskom stolíku.

V diagramoch sú vynesené kryštalografické osi *c* biotitu, chloritu a muskovitu, optické osi kremeňa a normály na roviny optických osí staurolitu a andaluzitu. Lineárne prvky osi sa priamo premietli na spodnú hemisféru pomocou Vulfovej (uhlojavnej) ekvatoriálnej siete. U planárnych prvkov (rovín optických osí) sa vynášali normály na plochy. Výsledky s väčším počtom meraní sa pre lepšiu názornosť vyniesli do kontúrových diagramov.

Vzťah kryštalizácie minerálov k foliáciám S_{01}, resp. S_1 v horninách nepostihnutých periplutonickou metamorfózou, bez alpínskych deformácií

Do tejto negenetickej skupiny sme zaradili horniny záhorsko-bystrického komplexu: metamorfovanú jemnorytmickú ílovitú bridlicu a piesčitý siltovec (biotitický fylit z umelého odkryvu v zárezе lesnej cesty na severovýchodnom svahu Gašparovej pri Perneku), polohu grafitického kremenca zo severného svahu vrchu Brižite pri Dúbravke a horniny jednej polohy perneckého komplexu: metamorfovanú ílovito-piesčitú bridlicu (granaticko-biotitickú pararulu z umelého odkryvu v zárezе lesnej cesty Pernek-Baba).

Kremeň

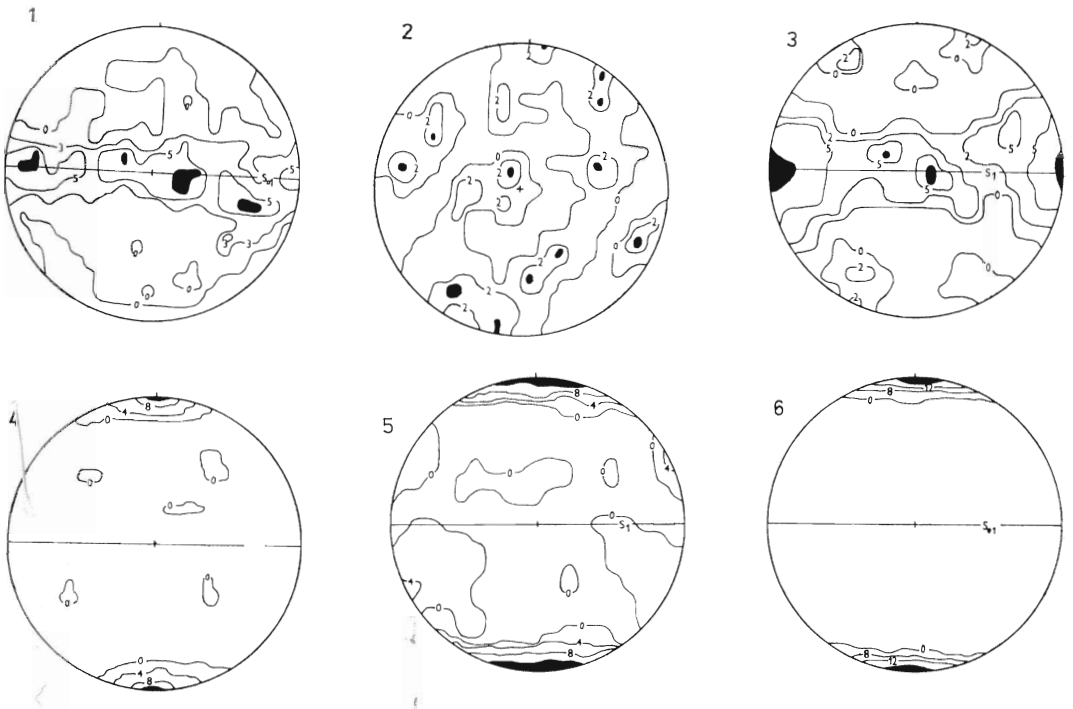
Meraniami sme zistili, že optické osi kremeňa ležia spravidla v rovine kolmej na smer maximálnej zložky tlaku v zmysle Rieckeho princípu (Becke ex Svoboda et al., 1983). Vo vzorkách biotitických fylitov sme z distribúcie osí kremeňa zistili, že hlavné maximá sú rozložené v pásme pozdĺž foliácie S_{01}. Zodpovedajú optickým osiam kremeňa I, ktorý je regionálne metamorfného pôvodu; je syngenetický so vznikom plôch metamorfnej foliácie, priestorovo dokonale usmernený. Okrem maxím, ktoré zodpovedajú kremeňu I, sa v diagrame 1 objavuje i niekoľko drobných submaxím, do ktorých spadajú osi kremeňa II a kremeňa III, ktoré sa viažu na intrúziu bratislavského granitoidného telesa spojenú s periplutonickou metamorfózou, resp. sú sekrečného pôvodu. Štruktúra hornín je orientovane lepidogranoblastická až granolepidoblastická.

Vo vzorke grafitického kvarcitu z vrstvičky uprostred bazaltových tufov záhorsko-bystrického komplexu sme zistili polymaximálnu distribúciu osí kremeňa (diagram 2), ktoré spadajú do veľkého množstva drobných maxím. Štruktúra horniny je granoblastická. Kremeň 0, ktorý nemá prednostnú orientáciu, je pravdepodobne metamorfného pôvodu — vznikol kontaktnou metamorfózou bazaltových telies.

Z distribúcie optických osí kremeňa (diagram 3) z granaticko-biotitickej pararuly perneckého komplexu vidieť, že maximá sú podobne ako v diagrame 1 rozložené v pásme pozdĺž foliácie S_1. Aj v tomto prípade zodpovedajú optickým osiam kremeňa I, syngenetického so vznikom foliácie S_1, teda regionálne metamorfného pôvodu. I v diagrame 3 vidieť niekoľko drobných submaxím tvorených optickými osami prevažne kremeňa II a kremeňa III, ktoré nie sú prednostne orientované. Hornina má orientovane lepidogranoblastickú štruktúru.

Biotit

V biotitickom fylite kryštalografické osi *c* biotitu v diagrame 4 vytvárajú len jedno



maximum. Z tohto monomaximálneho diagramu jasne vidieť prednostnú orientáciu biotitu I, ktorý je regionálne metamorfného pôvodu, syngenetický so vznikom metamorfnej foliácie S_1. Malé percento osí biotitu, tiež pravdepodobne regionálne metamorfného pôvodu, spadá do niekoľkých drobných submaxím. Tento biotit nemá orientáciu vzhľadom na foliáciu S_{01}, je priečny, ale jeho habitus naznačuje genetickú spätosť s biotitom I.

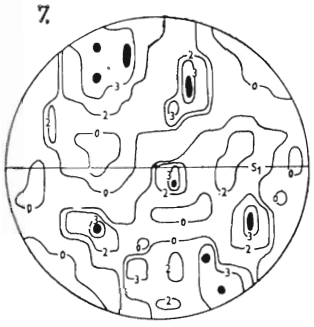
V grafitickom kvarcite sa biotit nenachádza.

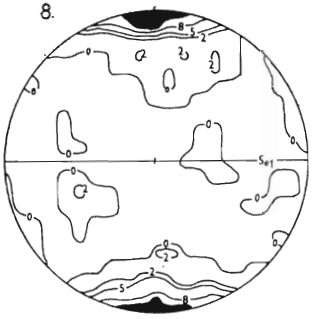
V granaticko-biotitickej pararule z perneckého komplexu (diagram 5) je podobne ako v biotitickom fylite biotit I prednostne orientovaný podľa foliácie S_1. Kryštalografickými plochami (001)leží biotit I v rovine metamorfnej foliácie S_1, t. j. kryštalografické osi *c* biotitu sú paralelné s maximálnou zložkou synmetamorfného, jednosmerného tlaku (v zmysle Beckeho, l. c.). I v tejto vzorke sa okrem dokonale orientovaného biotitu vyskytuje i priečny biotit, ktorý nie je prednostne orientovaný. Použitím Sanderovho princípu lepšej schodnosti sme zistili rovnakú genézu, ako má biotit I.

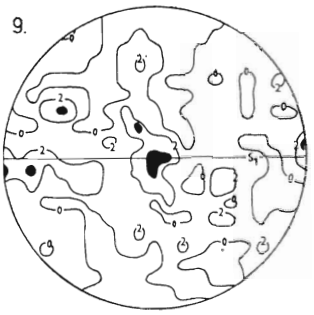
Chlorit

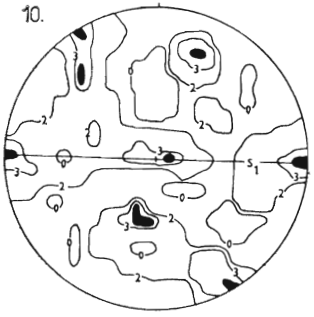
Z diagramu 6 vyplýva, že chlorit I v biotitickom fylite je rovnako orientovaný ako biotit I, t. j. leží kryštalografickými plochami (001) v metamorfnej foliácii S_{01}. Do tohto diagramu sú zahrnuté aj osi *c* chloritu III, ktorý vznikol retrográdnou premenou biotitu I. Na rozdiel od biotitu sa v hornine nezistil priečny chlorit.

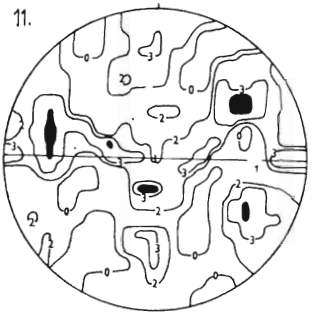
Vo vzorke z grafitických kremencov sme zistili, že chlorit nie je prednostne orientovaný. V diagrame 7 osi *c* chloritu 0 tvoria niekoľko drobných maxím, ktoré nemožno spojiť do žiadneho pásma. Genéza

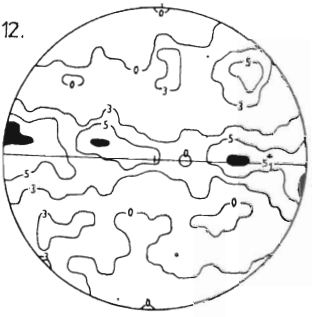












tohto chloritu je otázna.

V granaticko-biotitickej pararule sa chlorit nenachádza.

Muskovit

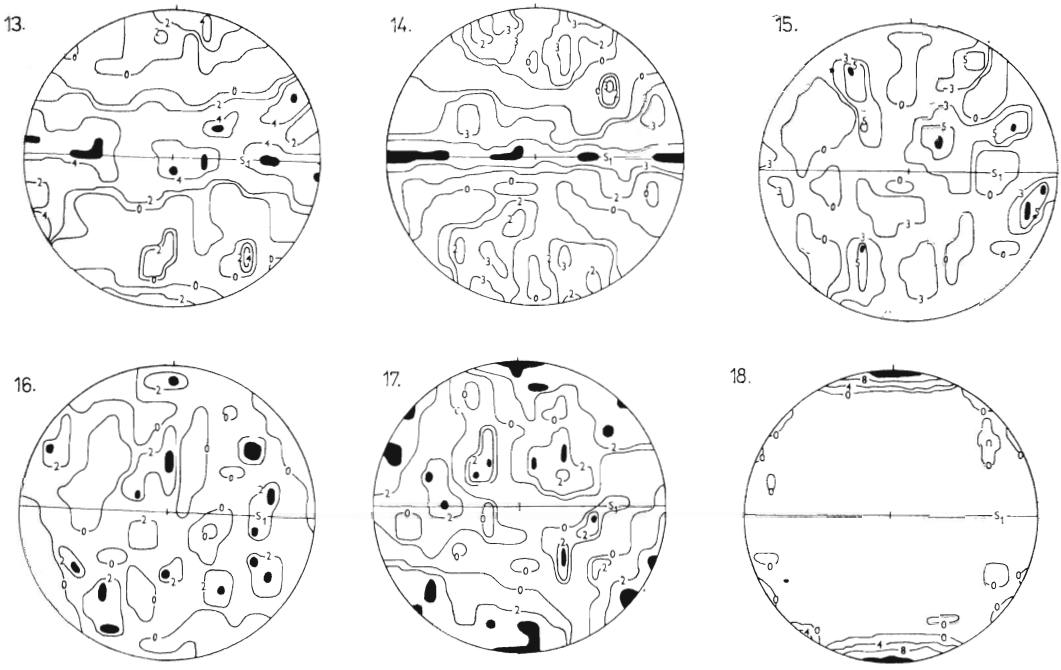
Muskovit je v horninách záhorsko-bystrického komplexu zastúpený jemnošupinkatou odrodou — sericitom. V diagrame 8 sú vynesené osi *c* muskovitu I a čiastočne i muskovitu III. O distribúcii osí možno povedať, že väčšina muskovitu je prednostne orientovaná, syngenetická so vznikom foliácie S_{01}, t. j. kryštalografické osi *c* muskovitu I sú kolmé na metamorfnú foliáciu. Osi tvoria v diagrame 8 jedno maximum, do ktorého spadajú osi muskovitu, ktorý leží kryštalografickými plochami (001) v rovine metamorfnej foliácie S_{01}. Okrem toho maxima sú na diagrame 8 menšie submaximá tvorené osami *c* priečneho muskovitu III.

V grafitickom kvarcite je muskovit vedľajším až akcesorickým minerálom. Má habitus drobných poprehýbaných šupiniek, a nie je vhodný na štúdium vnútornej stavby horniny.

V granaticko-biotitickej pararule z perneckého komplexu sa vyskytuje len sekundárny sericit, vzniklý transformáciou živcov.

Štúdiom vnútornej stavby sme v tejto negenetickej skupine hornín zistili, že študované horniny možno označiť za štatisticky anizotropné až pseudoanizotropné horniny s uzatvorenou, heterotaktickou orientovanou vnútornou stavbou (Sander, 1970). Výnimkou je grafitický kvarcit, ktorý je homogénny, izotropný s homotaktickou neorientovanou vnútornou stavbou.

Horniny s výnimkou grafitického kvarcitu majú silne orientované minerály: kremeň I, biotit I, chlorit I a muskovit I, ktoré sú syngenetické s metamorfnou foliá-



ciou S_1, resp. S_{01}, t. j. sú regionálne metamorfného pôvodu. Ostatné generácie kremeňa (kremeň II a kremeň III), chloritu III a muskovitu III sú zjavne mladšie a spravidla nevykazujú prednostnú orientáciu, resp. ju majú zdedenú. Vystupovanie kremeňa 0 a chloritu 0 v grafitickom kvarcite nie je vyriešené. Predpokladáme, že tieto minerály vznikli kontaktnou metamorfózou bazaltových telies.

Vnútorná stavba hornín s naloženou periplutonickou metamorfózou, ale bez alpínskych deformácií

Do tejto skupiny sme zaradili vzorky hornín záhorsko-bystrického komplexu — vrstvu metamorfovaných jemnorytmických ílovitých bridlíc a piesčitých siltovcov: granaticko-biotitickú rohovcovú pararulu (stavebná jama pri SOU — Elektrovod v Záhorskej Bystrici), granaticko-biotitickú rohovcovú pararulu so staurolitom (prirodzený odkryv na severovýchodnom svahu Svätého vrchu pri Borinke) a granaticko-biotitickú rohovcovú pararulu so staurolitom a andaluzitom (prirodzený odkryv na východnom svahu Gašparovej pri Perneku), ako aj vzorky hornín pernecké komplexu — vrstvu metamorfovaných ílovito-piesčitých bridlíc: granaticko-biotitickú pararulu so staurolitom (umelý odkryv v zárezе cesty na severovýchodnom svahu Gašparovej pri Perneku), granaticko-biotitickú pararulu so staurolitom a andaluzitom (umelý odkryv v zárezе lesnej cesty za stanicou lyžiarskeho vleku na Babe), granaticko-biotitickú pararulu so sillimanitom a staurolitom (prirodzený odkryv nad kameňolomom v Cajlanskej Hrubej doline).

Vnútornú stavbu metasedimentov sme študovali na kremeni, biotite, staurolite, muskovite, chlorite a andaluzite.

Kremeň

Optické osi kremeňa zo vzoriek zo záhorsko-bystrického komplexu sú vynesené v diagramoch 9, 10, 11. Len v jednej vzorke — granaticko-biotitickej rohovcovej pararule — má nezreteľnú prevahu kremeň I, ktorý je regionálne metamorfného pôvodu. Maximá optických osí kremeňa I tvoria široké pásmo pozdĺž metamorfnej foliácie S_1. Vo vzorkách so staurolitom (diagram 10) a so staurolitom a andaluzitom (diagram 11) však už vidieť prevahu kremeňa II a kremeňa III nad kremeňom I. Štruktúra týchto hornín je porfyroblastická (porfyroblasty chloritu, biotitu, muskovitu, staurolitu, andaluzitu a granátu) s čiastočne usmernenou granolepidoblastickou štruktúrou základnej hmoty.

Výsledky merania priestorovej orientácie kremeňa vo vzorkách z perneckého komplexu sú vynesené v diagramoch 12, 13, 14. Kremeň I tu vytvára opäť niekoľko maxím, rozložených v pásme, ktorého osou je stopa metamorfnej foliácie S_1. Kremeň I, ktorého osi spadajú do tohto pásma, je syngenetický s metamorfnou foliáciou a je regionálne metamorfného pôvodu. Je priestorove usmernený. Na rozdiel od diagramov hornín prvej skupiny (diagramy 1, 3) z týchto polymaximálnych diagramov (12, 13, 14) vidno, že v horninách perneckého komplexu sa zvýšil obsah kremeňa bez prednostnej orientácie, vytvárajúceho niekoľko drobných submaxím. Kremeň II je mladší ako kremeň I a je produktom periplutonickej metamorfózy. V diagramoch nie sú vynesené optické osi kremeňa III vypĺňajúceho sekrečné žilky. Porovnaním diagramov zisťujeme, že v horninách so stúpajúcou intenzitou periplutonickej metamorfózy stúpa i obsah kremeňa III. Štruktúra hornín je orientovane lepidogranoblastická, porfyrická (porfyroblasty staurolitu, andaluzitu, muskovitu a granátu).

Biotit

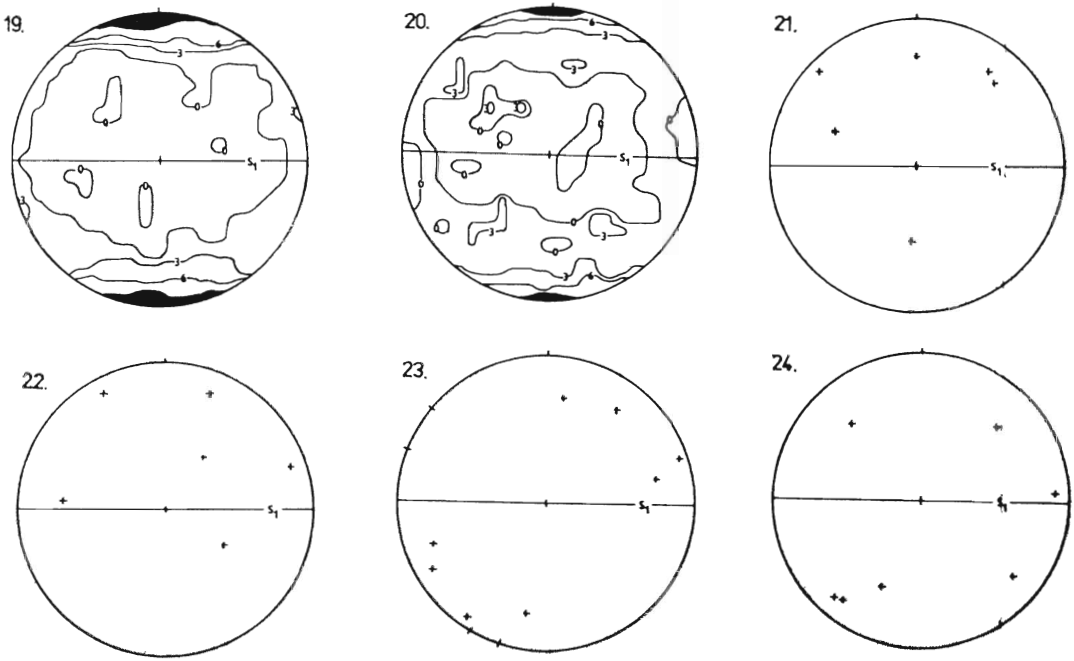
Osi *c* biotitu vzoriek zo záhorsko-bystrického komplexu sú vynesené v diagramoch 15, 16, 17. Vo všetkých troch vzorkách síce počtom meraných osí *c* jemnozrnný biotit I prevláda, ale tvorí menšiu objemovú časť ako biotit II. Osi *c* biotitu I takmer vždy spadajú do rozsiahleho maxima, ktorého stred je priesečníkom normály plochy metamorfnej foliácie S_1 so spodnou hemisférou. Zvyšné malé percento osí biotitu I a všetky osi biotitu II tvoria množstvo malých, roztrúsených submaxím.

Kryštalografické osi *c* — kolmice ku kryštalografickým plochám (001) — vo vzorkách z perneckého komplexu sú vynesené v diagramoch 18, 19, 20. V týchto monomaximálnych diagramoch, podobne ako v diagrame prvej skupiny (diagram 5), tvoria osi *c* biotitu hlavné maximum, ktoré zodpovedá biotitu I ležiacemu plochami (001) v metamorfnej foliácii S_1. Tento biotit považujeme za najstaršiu generáciu, ktorá vznikla pri regionálnej termodynamometamorfóze. Okrem biotitu I v diagramoch 19, 20 vystupuje i biotit II, bez prednostnej orientácie, tvoriaci väčšie priečne porfyroblasty. Osi *c* biotitu II spadajú do niekoľkých submaxím.

Staurolit

Roviny optických osí staurolitu vo vzorkách zo záhorsko-bystrického komplexu sú vynesené v diagramoch 21, 22, z ktorých vidieť taký istý fenomén priestorovej orientácie, ako má kremeň II a biotit II, t. j. nie prednostne orientovaný, postgenetický voči metamorfnej foliácii S_{01}, prečo sa tiež považuje za produkt periplutonickej metamorfnej mineralizácie.

Normály roviny optických osí staurolitu z perneckého komplexu sú vynesené v diagramoch 23, 24, 25. I z týchto diagramov



vidieť, že staurolit v horninách perneckého komplexu nemá vzťah k metamorfnej foliácii, jeho priestorová orientácia je chaotická. Viaže sa na periplutonickú metamorfózu.

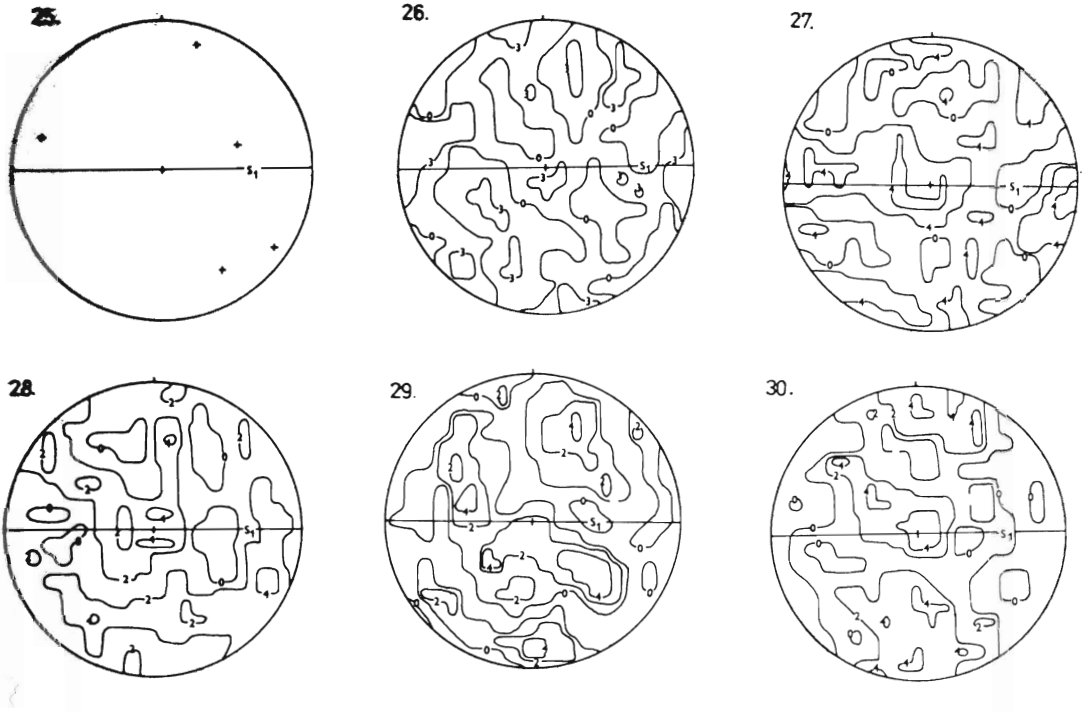
Chlorit

Je prítomný vo všetkých vzorkách zo záhorsko-bystrického komplexu a jeho kryštalografické osi *c* sú vynesené v diagramoch 26, 27, 28. V horninách tejto skupiny vytvára chlorit II priečne porfyroblasty, často vejárovité. Osi *c* netvoria maximá, ale sú na rozdiel od chloritu I z tých istých vrstiev v prvej skupine nerovnomerne rozdelené po celej ploche diagramu. Vzhľadom na to, že má iný tvar, formu vystupovania a fenomén a že nemá prednostnú orientáciu, označujeme ho ako chlorit II, ktorý sa viaže na periplutonický metamorfný proces.

V granaticko-biotitickej pararule so staurolitom a andaluzitom perneckého komplexu sa nachádza len chlorit II a chlorit III. Chlorit III je produktom spätnej transformácie biotitu I, chlorit II vystupuje vo forme priečnych porfyroblastov a jeho osi *c* sú vynesené v diagrame 29, kde nevytvárajú žiadne maximum. Z toho dôvodu považujeme chlorit II za produkt periplutonickej metamorfnej mineralizácie.

Muskovit

Vo vzorkách zo záhorsko-bystrického komplexu je muskovit prítomný len vo dvoch vzorkách: v granaticko-biotitickej rohovcovej pararule so staurolitom (diagram 30) a v granaticko-biotitickej rohovcovej pararule so staurolitom a andaluzi-



tom (diagram 31). Z distribúcie osí *c* vidieť chaotickú orientáciu muskovitu II, stopy osí netvoria maximá, ale sú nerovnomerne rozptýlené. Muskovit II záhorsko-bystrického komplexu preto považujeme za produkt periplutonickej metamorfnej mineralizácie.

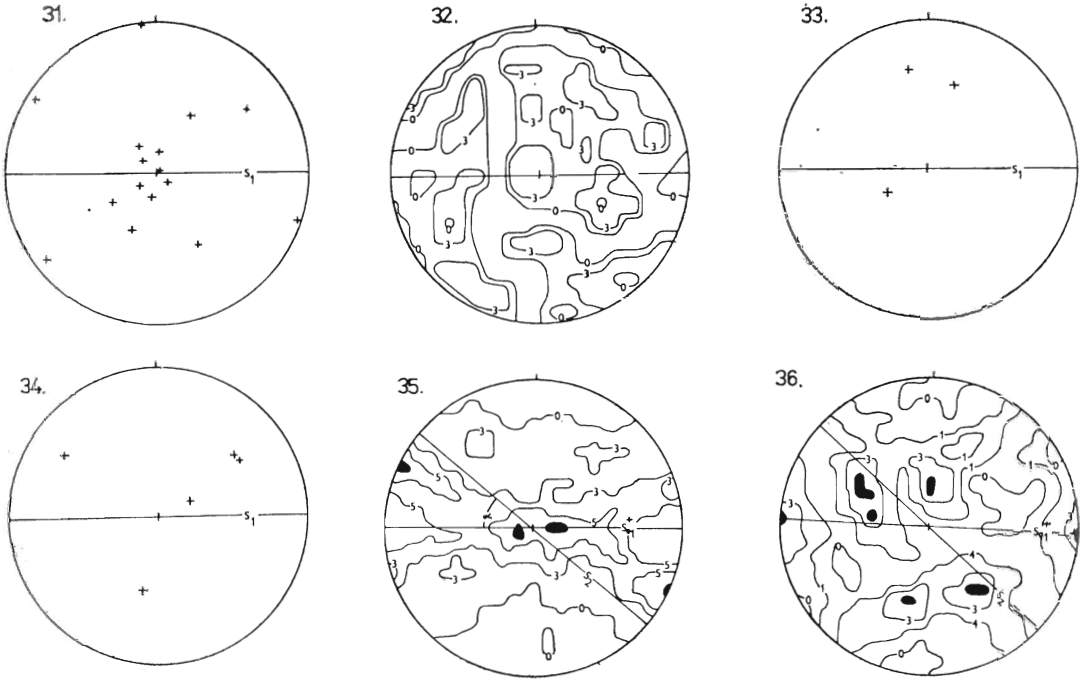
Muskovit sa vo vzorkách z perneckého komplexu vyskytuje len v granaticko-biotitickej pararule so sillimanitom a staurolitom vo forme priečneho porfyroblastického muskovitu II. Jeho osi *c*, vynesené v diagrame 32, vykazujú rovnaké črty ako vo vzorkách z perneckého komplexu, preto ho tiež považujeme za produkt periplutonickej metamorfnej mineralizácie.

Andaluzit

Andaluzit sa študoval len v jednej vzorke z perneckého komplexu (diagram 34) a v jednej vzorke zo záhorsko-bystrického komplexu (diagram 33). V obidvoch vzorkách vystupuje vo forme porfyroblastov. Z diagramov 33 a 34 vidieť všesmernú orientáciu andaluzitu. Jeho vznik sa pravdepodobne viaže na zmenu PT podmienok počas periplutonickej metamorfózy. S ohľadom na zriedkavé vystupovanie andaluzitu a jeho veľmi častú premenu bude treba výsledky overiť na ďalších príkladoch.

Štúdiom vnútornej stavby a priestorovej orientácie niektorých horninotvorných minerálov sme v skupine hornín s naloženou periplutonickou metamorfózou bez alpínskych deformácií zistili, že tieto horniny sú štatisticky pseudoizotropné až anizotropné, s uzatvorenou homotaktickou až heterotaktickou zväčša neorientovanou vnútornou stavbou (Sander, 1970).

Ďalej sa zistilo, že v horninách pezinsko-perneckého kryštalinika sa nachádza niekoľko generácií minerálov. Kremeň I a biotit I sú produktom regionálneho ter-

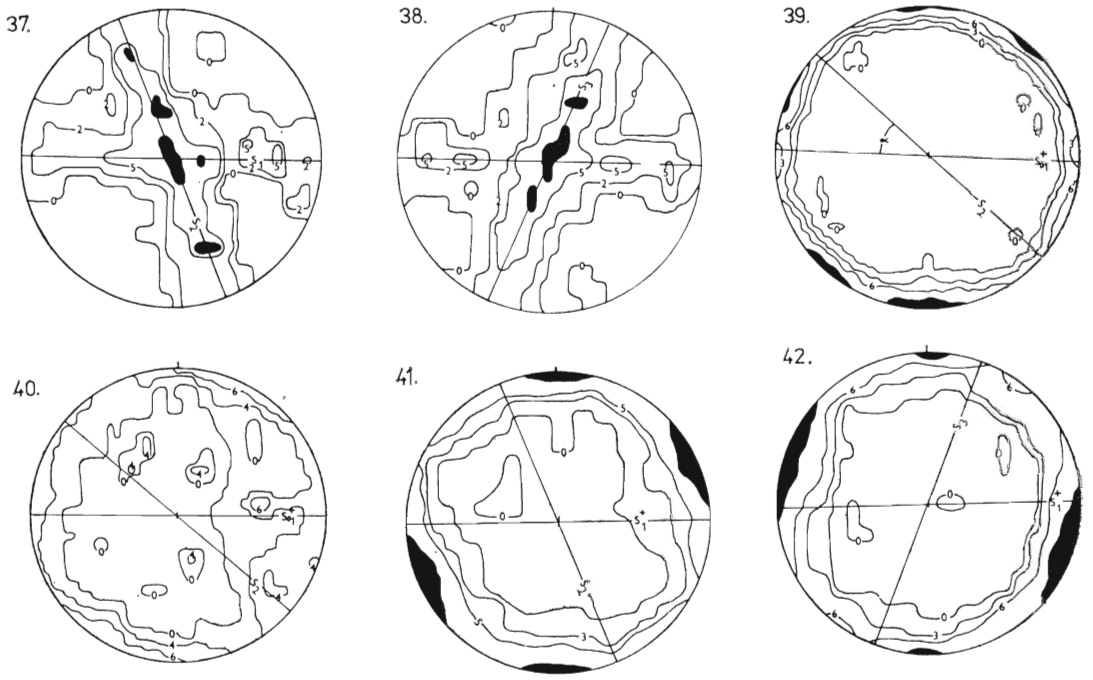


modynamického metamorfného procesu. Sú prednostne orientované a syngenetické s foliáciami S_1, resp. S_{01}. Kremeň II, biotit II, staurolit, chlorit II, muskovit II a andaluzit sú produktmi periplutonickej metamorfózy. Nie sú prednostne orientované, vzhľadom na vznik metamorfnej foliácie S_1 sú postgenetické. Vo vzorkách sa vyskytovali i kremeň III „sekrečný", chlorit III a muskovit III, viazané na retrográdnu transformáciu ostatných starších metamorfných minerálov. Sú najmladšími minerálmi, a nie sú prednostne orientované.

Porovnaním výsledkov štúdia vnútornej stavby hornín sme zistili, že proces metamorfného pretvorenia hornín, viazaný na periplutonický fenomén, sa v oveľa väčšej miere uplatnil v záhorsko-bystrickom komplexe ako v horninách perneckého komplexu. Záhorsko-bystrický komplex bol pred účinkom naloženej periplutonickej metamorfózy metamorfovaný regionálnou termodynamometamorfózou s nižšou intenzitou ako pernecký komplex.

Vnútorná stavba hornín s foliáciami S_{01}, S_1, S_2 a S_3 repostihnutých periplutonickou metamorfózou

Do tejto skupiny sme zaradili vzorky hornín z oboch komplexov: zo záhorsko-bystrického komplexu — metamorfované jemnorytmické aspidické ílovité bridlice a kremenité siltovce — biotitické fylity (umelý odkryv v zárezе lesnej cesty na severovýchodnom svahu Gašparovej pri Perneku) a z perneckého komplexu — metamorfované ílovito-piesčité bridlice — granaticko-biotitické pararuly (umelý odkryv v zárezе cesty Pernek — Pezinok). Vnútornú stavbu deformovaných hornín sme študovali na príklade kremeňa a biotitu.



Vo vzorkách zo záhorsko-bystrického komplexu sú vyvinuté dve foliácie $S_{01}{}^{+}$ a S_2, resp. tri foliácie $S_{01}{}^{+}$, S_2 a S_3, z perneckého komplexu dve foliácie $S_1{}^{+}$ a S_2. Foliácie sme označili podľa Sandera (1970). Foliácia S_{01} zodpovedá sedimentárnej laminácii s konformne naloženou metamorfnou bridličnatosťou. Foliácia $S_{01}{}^{+}$ je rozvinutá („vyrovnaná") rovina foliácie S_{01}. Foliácia S_1 zodpovedá metamorfnej bridličnatosti a foliácia $S_1{}^{+}$ je rozvinutá rovina foliácie S_1. Foliácia S_2 je v rámci výbrusov a vzoriek penetračná zonálna krenulačná kliváž (Gray, 1979). Foliácia S_3 je tiež v rámci vzorky penetračná kliváž osovej roviny drobného vráskovania typu kink.

Foliácie S_{01} a S_1 sú zjavne predalpínske, zatiaľ čo foliácie S_2 a S_3 sú staroalpínske, resp. mladoalpínske, postmetamorfné. Do alpínskej etapy ich zaraďujeme vzhľadom na existenciu symetrologicky rovnakých štruktúr i v slienitých vápencoch a slieňoch mezozoickej obalovej skupiny borinského vývoja, ktoré vystupujú v umelých i prirodzených odkryvoch neďaleko odberov vzoriek z kryštalinika.

Kremeň

Výsledky merania prednostnej orientácie kremeňa vo vzorke zo záhorsko-bystrického komplexu sú znázornené v diagrame 35 a 36. V diagrame 35 je polymaximálna distribúcia osí kremeňa postihnutého alpínskou vrásovou deformáciou so zónovou krenulačnou klivážou a má dve zachované foliácie. Osi kremeňa I spadajú do množstva drobných maxím rozložených v dvoch mierne oblúkovitých pásmach, v strede diagramu navzájom splývajúcich. Veľkosť zahnutia oblúkov priamo závisí od uhla, ktorý zvierajú osi *b*, *c* deformačného kríža (Sander, 1970).

Ostatné osi, takmer rovnomerne distribuované po celej ploche diagramu, reprezentujú prevažne osi kremeňa II a kremeňa III.

V diagrame 37 je polymaximálna distribúcia osí kremeňa I a kremeňa II. Vyniesli sa štruktúrne prvky namerané v hornine postihnutej dvoma alpínskymi generáciami vrásových deformácií. Hornina je podľa priestorovej orientácie zŕn kremeňa I a kremeňa II štatisticky pseudoizotropná s homotakticky orientovanou vnútornou stavbou v rámci domény výbrusu.

Výsledky merania priestorovej orientácie kremeňa vo vzorkách z perneckého komplexu sú vynesené v diagramoch 37 a 38. Obe vzorky sú postihnuté jednou alpínskou deformáciou. Osi kremeňa I opäť spadajú do množstva drobných maxím, ktoré tvoria dve oblúkovité pásma. Optické osi kremeňa II a kremeňa III spadajú prevažne mimo týchto pásem, čím komplikujú pseudoizotropnú stavbu týchto hornín.

Biotit

V horninách alpínsky deformovaných jedným systémom alpínskej deformácie vznikajú v diagramoch 39, 41 a 42 dve maximá. Prvé zodpovedá osiam *c* biotitu I ležiaceho plochami (001) v rovinách alpínskej kliváže, čo je spôsobené rotáciou biotitu v drobných vráskach typu kink podľa osí *b* (lineácie L_2, resp. L_3). Druhé maximum tvoria osi biotitu I kolmé na rozvinutú plochu $S_{01}{}^+$, resp. $S_1{}^+$. Priestorové rozloženie maxím a uhol medzi nimi je závislý pri tomto type vrásnenia od uhla α (uhol medzi $S_{01}{}^+$ a S_2, resp. S_3). Podobne ako v predchádzajúcich skupinách i v tejto sa vyskytuje biotit I bez prednostnej orientácie.

V diagrame 40 sa úplne stráca prednostná orientácia biotitu I, rovnobežná s rozvinutou rovinou metamorfnej foliácie $S_{01}{}^+$, čo spôsobila dvojnásobná rotácia biotitu.

Štúdiom vnútornej stavby a priestorovej orientácie kremeňa a biotitu sme v skupine hornín s foliáciami S_{01}, S_1, S_2 a S_3 zistili, že študované horniny sú štatisticky pseudoizotropné s uzatvorenou pseudohomotaktickou dokonale orientovanou vnútornou stavbou. Zistilo sa tiež, že ani kremeň, ani biotit sa neviažu na zonálnu krenulačnú kliváž, resp. na kliváž osovej roviny drobného vráskovania.

Literatúra

Fediuk, F. 1961: Fjodorovova mikroskopická metóda. *Praha, ČSAV, 185 s.*

Gray, D. R. 1979: Microstructure of crenulation cleavages: an indicator of cleavage origin. *Amer. J. Sci., 279, 97—128.*

Korikovskij, S. P. — Cambel, B. — Miklóš, J. — Janák, M. 1984: Metamorfizm kristallinikuma Malych Karpat: etapy, zonaľnosť, svjaz s granitoidami. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 4, 437—462.*

Sander, B. 1970: An introduction to the study of fabrics of geological bodies. *Oxford — London — Edinburgh — New York — Toronto — Sydney — Paris — Braunschweig, 641 s.*

Svoboda, J. et al. 1983: Encyklopedický slovník geologických věd 1. *Praha, Academia, 917 s.*

Internal fabric of metamorphic mantle rocks of the Bratislava massif

Investigations into the internal fabric of metasediments in the Bratislava crystalline massif (the Pezinok — Pernek crystalline unit) proved their polymetamorphic nature. The oldest metamorphic event is represented only locally as contact metamorphic phenomena sensu stricto concentrated to contacts of basaltic bodies where quartz$_0$ and chlo-

rite$_0$ developed as the respective phases. The next metamorphic event was a penetrating regional thermodynamometamorphic one. The intensity of this event was higher in the Pernek Complex than within the Záhorská Bystrica Complex and its products are characterized by uniaxial stress conditions under which the preferredly oriented quartz I, biotite I, chlorite I and muscovite I crystallized. A periplutonic metamorphism sensu Korikovskij et al. (1984) overprinted the products of the regional thermodynamometamorphism and produced quartz II, biotite II, staurotite, chlorite II, muscovite II and andalusite.

Alpine orogenic events caused only retrograde overprint in the respective rocks with the crystallization of quartz III, chlorite III and muscovite III.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

J. Jakál: **Krasová krajina a problémy jej hospodárskeho využitia** (Bratislava 18. 12. 1986)

Krasová krajina má osobitný charakter a predstavuje špecifický prírodný geosystém. Najmä zvláštne črty reliéfu, ktoré sú odrazom vlastností geologického podložia a krasovej cirkulácie vody, spôsobujú, že krasová krajina je oproti nekrasovému okoliu kvalitatívne diferencovaný útvar. Prejavuje sa to predovšetkým pri planinovom type krasu. Vlastnosti krasového reliéfu a obeh krasovej vody silne ovplyvňujú i vývoj vlastností pôdy, biozložky a do určitej miery i mikroklímy. Vzťahy medzi vlastnosťami uvedených prvkov nie sú v žiadnom inom type krajiny také pevné ako v krasovej krajine. Ide tu o vysokoorganizovaný systém, ktorý je ale nesmierne labilný. Vypadnutie alebo zmena niektorej vlastnosti môže viesť k narušeniu celého geosystému.

Ekonomické využívanie prírodného potenciálu krasovej krajiny sa stretá s celým radom problémov. Niektoré civilizačné zásahy sú v krase veľmi obmedzené alebo vylúčené. Pri hodnotení potenciálu krajiny a návrhu na jeho racionálne využívanie musíme vychádzať z vlastností krajiny a procesov, ktoré v nej prebiehajú. V krasovej krajine ide o túto následnosť procesov: Zrážky dopadajúce na krasovú plošinu tvorenú čistým vápencom vyvolávajú koróziu vápenca. Veľká čistota vápenca spôsobuje zanechanie len malého nerozpustného zvyšku, na ktorom dochádza k tvorbe plytkých pôd. Pomerne veľká odkrytosť povrchu umožňuje rýchle vsakovanie vody a premiestnenie riečnej siete do podzemia. Povrch krasu je tak veľmi suchý, čo ovplyvňuje vývoj biozložky a tvorbu suchomilných a teplomilných rastlinných spoločenstiev s charakterom lesostepí.

Významnú úlohu tu zohrávajú i vlastné reliéfotvorné procesy, ktoré prebiehajú nielen na povrchu (korózne zahlbovanie), ale i v podzemí (s procesmi inkasie). To silne ovplyvňuje stabilitu povrchu.

Urbanizačný proces je v krase silne limitovaný v dôsledku malej stability podložia, ale i horizontálnej členitosti. Výstavba vodných nádrží v krase je nákladnejšia. Kras je zdrojom veľmi kvalitného a čistého vápenca, ale vápenky a cementárne narúšajú krásu často atraktívnych turistických oblastí, prašnosť negatívne vplýva na biozložku a chránené druhy rastlín a živočíchov.

Intenzívnym spásaním sa urýchľuje erózia slabej pôdnej pokrývky, prihnojovanie pôdy vedie k znečisťovaniu podzemnej vody. Je to dôsledok rýchlej komunikácie cez systém dutín medzi povrchom a podzemnou vodou. Lesné hospodárstvo (s výnimkou ťažby formou holorubov najmä na svahoch, ktorá podmieňuje eróziu) sa javí ako vhodná forma využívania krasu.

Krasové pohoria patria k najkrajším na Slovensku (Slovenský raj, Belianske Tatry, Nízke Tatry-sever a iné), a preto sú zaujímavé z hľadiska cestovného ruchu a ochrany prírody. Krasová krajina veľmi citlivo reaguje na zmenu procesov vyvolaných človekom, jej regeneračné schopnosti sú veľmi malé, a preto si využívanie jej potenciálu vyžaduje starostlivé štúdium.

Mineralia slov.
19 *(1987), 3, 243—253*

Hydrotermálne premeny andezitových vulkanoklastík so vznikom hydrohalloyzitu v oblasti Dubníka, JV od Prešova

VENDELÍN RADZO

Katedra geológie a mineralógie BF VŠT, Park Komenského 15, 043 84 Košice

Doručené 7. 11. 1986

Гидротермальные изменения андезитовых вулканокластов с образованием гидрогаллоизита в районе Дубника, ЮВ города Прешов (Восточная Словакия)

В районе месторождения драгоценных опалов Дубник ЮВ города Прешов в штольне Вилиам было определено интенсивное гидротермальное изменение андезитовых пирокластик. Это изменение вызвало возникновение в основном гидрогаллоизитом, галлоизитом, халцедоном и с примесью гиббсита. Приведены химические, микроскопические, электронномикроскопические, рентгенодифракционные, термические анализы и абсорбционные спектры гидрогаллоизита и галлоизита. Возникновение этих минералов связано в основном с гидротермальными изменениями плагиоклазов андезитовых вулканокластов.

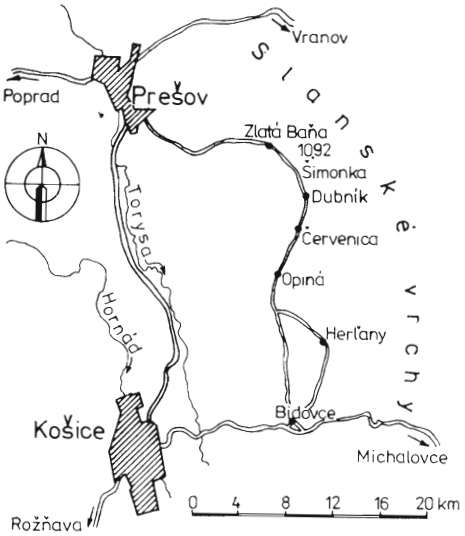
Hydrothermal alterations of andesite volcanoclastics with the origin of hydrohalloysite in the Dubník area (Eastern Slovakia)

An intensive hydrothermal alteration of andesite volcanoclastics has been ascertained in the Viliam adit, in the area of the Dubník precious opal deposit. This alteration is formed mainly by hydrohalloysite, halloysite, chalcedone and by admixture of gibbsite. Chemical, microscopical, electron microscopical, X-ray diffraction, thermic analysis and IR absorption spectra of hydrohalloysite and halloysite are given here. The origin of this minerals is bound mainly on the hydrothermal decomposition of andesite volcanoclastic plagioclases.

Medzi významné a intenzívne epigenetické hydrotermálne premeny andezitových vulkanoklastík patrí vznik hydrohalloyzitu a halloyzitu, ktorý sa vo väčšom množstve vyskytuje v puklinách a tektonických poruchách andezitových vulkanoklastík v oblasti ložiska Dubník.

Hydrohalloyzit a halloyzit

Hydrohalloyzit tvorí výplň trhlín v andezitových vulkanoklastikách hrubých niekoľko cm až dm, a to v podobe ílovitej brekcie. Zistil sa hlavne na 1. horizonte štôlne Wiliam na lokalite Dubník.



Obr. 1. Situačná mapa na SV od Košíc
Fig. 1. Situation map NE of Košice

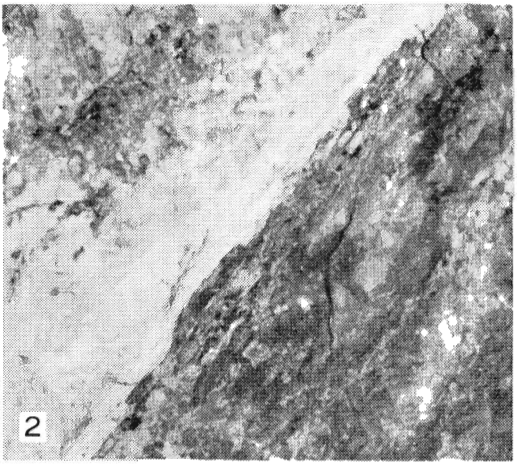
Ako súčasť ílovitej, ľahko sa rozpadajúcej brekcie tvorí niekoľkocentimetrové angulárne zrná, ktoré celkovým vzhľadom a pleťovou farbou pripomínajú droždie. Ľahko sa rozpadáva, pričom plochy lomu majú miskovitý tvar, čo je charakteristické pre utuhnuté gély. Má nízku tvrdosť (podľa Mohsovej stupnice okolo 2) a charakteristický perleťový lesk. Angulárne zrná tmelí biely drobivý halloyzitový íl.

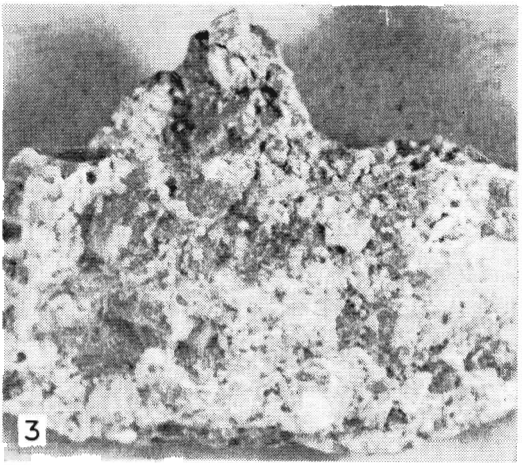
Na styku s andezitovými vulkanoklastikami tvorí halloyzit ostrú hranicu a v týchto miestach sa vyskytuje ako krémovobiely argilitizovaný íl tvrdosti 2—3, s výrazným perleťovým leskom na plochách lomu. Na styku s vulkanoklastikami je miestami prestúpený hnedými hydroxidmi železa. Halloyzit sa zistil aj v haldovom materiáli štôlne Jozef na Dubníku.

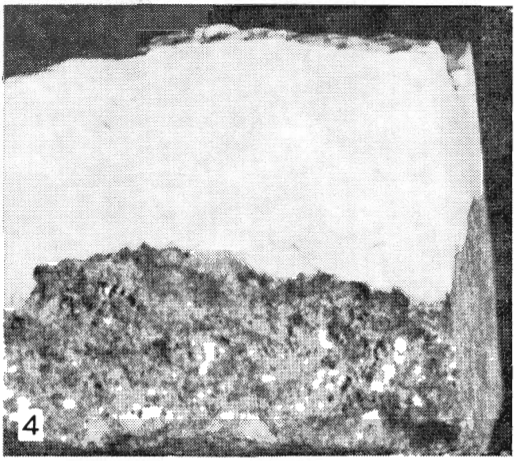
Vo výbrusoch v polarizačnom mikroskope v prechádzajúcom svetle je hydrohalloyzit bezfarebný a priehľadný. Pri skrížených polaroidoch má krížovovláknitú pelitickú štruktúru s výrazným undulóznym zhášaním. Má nízky dvojlom, ktorý sa pri hrúbke preparátu t = 0,03 mm prejavuje bielosivými interferenčnými farbami. Miestami sa v ňom vyskytujú agregáty alotriomorfne obmedzených zŕn kremeňa.

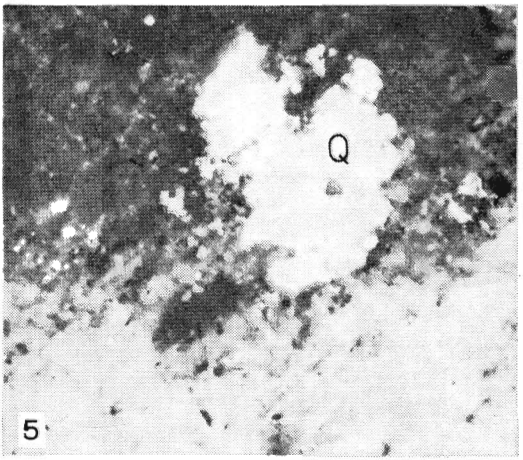
Na styku s andezitovými vulkanoklastikami lemujú hydrohalloyzit sférolity chalcedónu, ktorý sa nachádza aj po okrajoch silne rozloženého plagioklasu v tufovitej základnej hmote. Chalcedónové sférolity

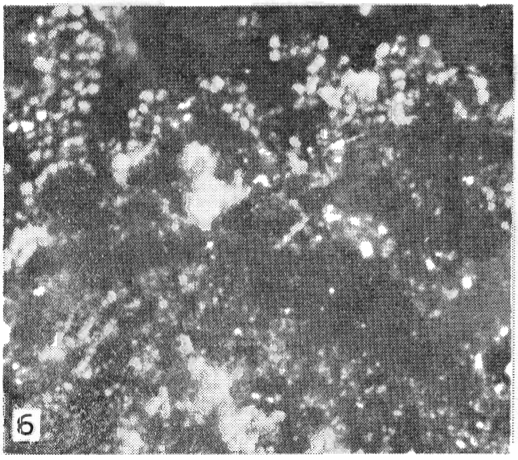
Obr. 2. Výskyt hydrohalloyzitu v tektonickej poruche v andezitových vulkanoklastikách, I. horizont štôlne Wiliam
Obr. 3. Brekciovitá textúra s angulárnymi zrnami hydrohalloyzitu. Skutočná veľkosť
Obr. 4. Biely argilitizovaný íl zložený z halloyzitu na styku s andezitovým vulkanoklastikom. Skutočná veľkosť
Obr. 5. Krížovovláknitá pelitická štruktúra hydrohalloyzitu s alotriomorfne obmedzenými zrnami kremeňa (Q). Výbrus, pol. X, zv. 160×
Obr. 6. Sférolity chalcedónu na styku hydrohalloyzitu s andezitovým vulkanoklastikom. Výbrus, pol. X, zv. 320×
Obr. 7. Postupný rozklad plagioklasu po trhlinách so vznikom hydrohalloyzitu. Výbrus, pol. X, zv. 160×
Fig. 2. Occurence of hydrohalloysite in a tectonic dislocation in andesite volcanoclastics, 1st horizon of the Wiliam adit
Fig. 3. Brecciated structure with angular grains of hydrohalloysite. Actual size
Fig. 4. White argillized clay composed of halloysite at the contact with andesite volcanoclastic. Actual size
Fig. 5. Cross-fibrous pelitic texture of hydrohalloysite with allotriomorphic confined grains of quartz (Q). Thin section, crossed nicols, magn. ×160
Fig. 6. Spherolites of chalcedone at the contact of hydrohalloysite with andesite volcanoclastic. Thin section, crossed nicols, magn. ×320
Fig. 7. Gradual decomposition of plagioclase along fractures with the origin of hydrohalloysite. Thin section, crossed nicols, magn. ×160

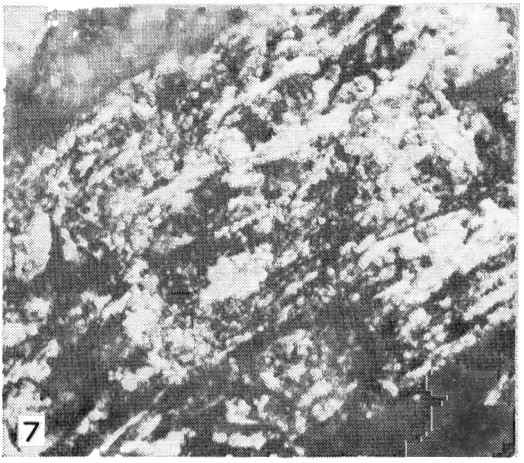

2

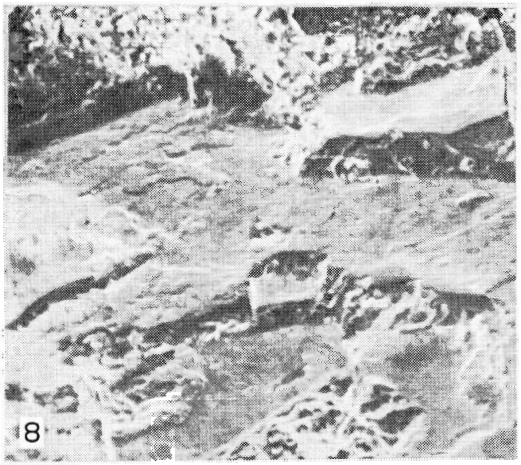

3

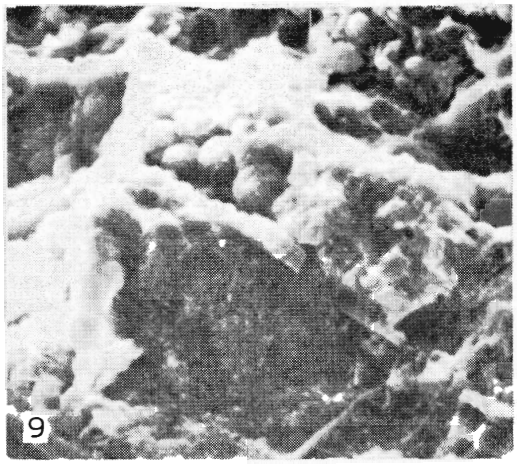

4

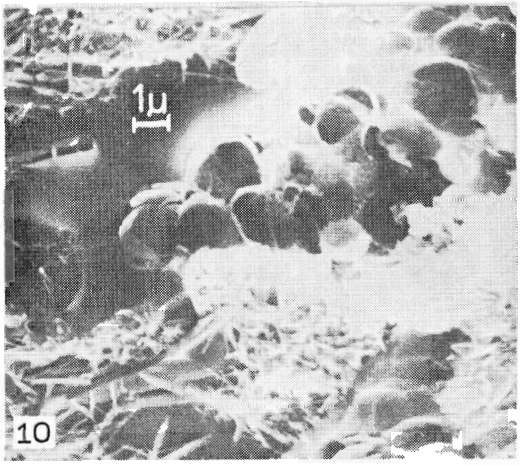

Q
5


6

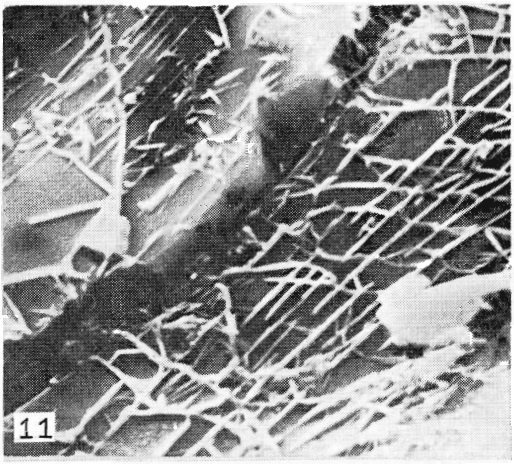

7

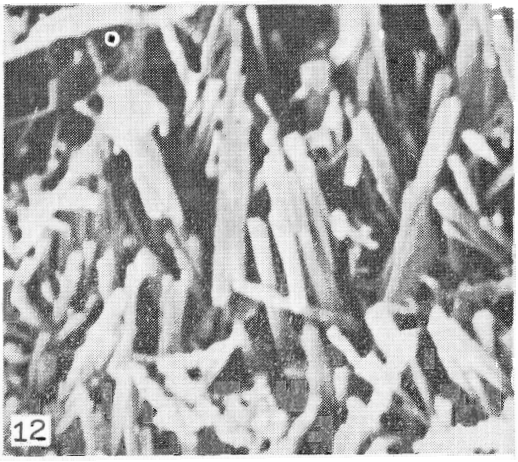

8

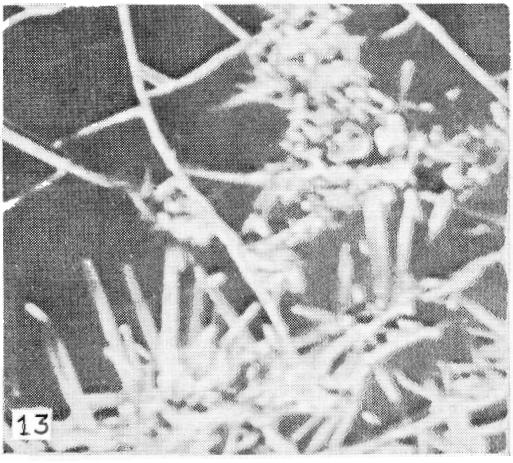

9



10


11


12


13

majú rozmery 10^{-2} mm až μm. Dobre sú viditeľné pod polarizačným mikroskopom s charakteristickým zhášaním jednotlivých minerálov vo sférolitickom agregáte. Na elektrónových mikrosnímkach zhotovených riadkovacím elektrónovým mikroskopom sú sférolity vo forme globúl, dobre viditeľné zvlášť v póroch a dutinách andezitového pyroklastika. Sférolity chalcedónu majú index lomu Np (g) blízky hodnote 1,54, nízky dvojlom s prejavom bielosivej interferenčnej farby a s negatívnym charakterom zóny.

Elektrónová mikroskopia

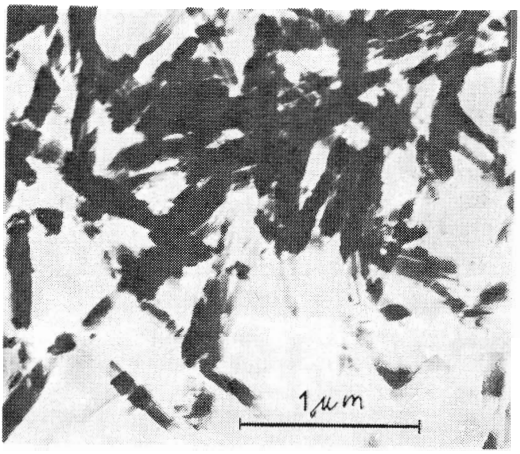
Elektrónové mikrosnímky boli zhotovené jednak metódou na odraz elektrónov pomocou riadkovacej elektrónovej mikroskopie (SEM), jednak metódou na prechod elektrónov zo suspenzie na kolodiových blankách.

Na fotografiách mikroštruktúr z rôznych častí vzoriek vidieť pri malom (100-násobnom) zväčšení rozklad plagioklasov so vznikom ílovitej jemnozrnnej hmoty hydrohalloyzitu. Pri 600-násobnom zväčšení možno popri vzniku hydrohalloyzitu pozorovať aj vznik sférolitov chalcedónu. Pri 1500-násobnom zväčšení možno vidieť už kryštály hydrohalloyzitu v podobe tyčiniek. V dutinách sú veľmi výrazné sférolitové konkrécie chalcedónu vo forme globúl. Vznik hydrohalloyzitu viazaný na štiepne trhliny v plagioklasoch vidieť na obr. 11.

Pri 6000-násobnom zväčšení vidieť na štiepnych trhlinách mikrodrúzu do 1 μm dlhých trubičkovitých kryštálov hydrohalloyzitu. Na detailnejšom zábere sú trubičkovité kryštály hydrohalloyzitu a ich paralelné zrasty.

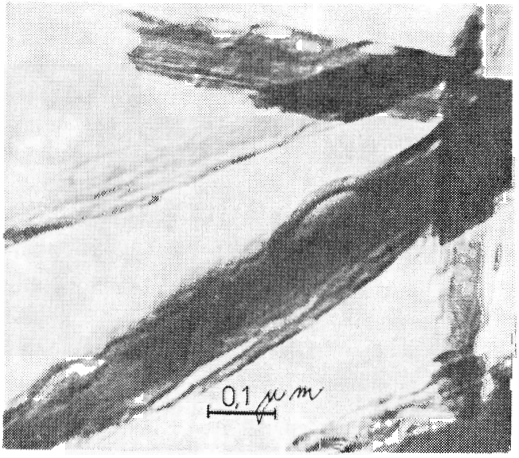
Trubičkovitá forma kryštálov halloyzitu je aj na mikrosnímkach získaných zo suspenzie metódou na prechod elektrónov. Trubičky sú nerovného povrchu a neostrého zakončenia. Detailnú morfológiu trubičkovitých kryštálov možno pozorovať pri 41 000-násobnom zväčšení (obr. 15). Na tejto mikrosnímke výrazne vidieť narušenie

◀ Obr. 8. Povrchová štruktúra z väčšej časti hydrolyticky rozloženého plagioklasu so vznikom hydrohalloyzitu. SEM, zv. 100×
Obr. 9. Povrchová štruktúra hydrolyticky rozloženého plagioklasu so vznikom hydrohalloyzitu a konkrécií chalcedónu. SEM, zv. 600×
Obr. 10. Povrchová štruktúra andezitového vulkanoklastika s kryštálmi hydrohalloyzitu v podobe tyčiniek a sférolitov. V dutinách vidieť sférolitové konkrécie chalcedónu. SEM, zv. 1500×
Obr. 11. Trubičkovité kryštály hydrohalloyzitu v štiepnych trhlinách plagioklasov. Vpravo v dutine sú sférolitové konkrécie chalcedónu. SEM, zv. 2000×
Obr. 12. Trubičkovité kryštály hydrohalloyzitu a ich paralelné zrasty. SEM, zv. 5500×
Obr. 13. Mikrodrúza trubičkovitých kryštálov hydrohalloyzitu v štiepnej trhline plagioklasu. SEM, zv. 6000×
Fig. 8. Surface texture of plagioclase the bulk of which is hydrolytic decomposed with the origin of hydrohallysite. SEM, magn. ×100
Fig. 9. Surface texture of hydrolytic decomposed plagioclase with the origin of hydrohalloysite and concretions of chalcedone. SEM, magn. ×600
Fig. 10. Surface texture of andesite volcanoclastic with crystals of hydrohalloysite in the form of bars and spherolites. Spherolitic concretions of chalcedone are visible in cavities. SEM, magn. ×1500
Fig. 11. Tubular crystals of hydrohalloysite in cleavage fractures of plagioclases. Spherolitic concretions of chalcedone are right in the cavity. SEM, magn. ×2000
Fig. 12. Tubular crystals of hydrohalloysite and their parallel intergrowths. SEM, magn. ×5500
Fig. 13. Microdruse of tubular crystals of hydrohalloysite in a cleavage fracture of plagioclase. SEM, magn. ×6000



Obr. 14. Elektrónová mikrofotografia trubičkovitých kryštálov hydrohalloyzitu s nerovným povrchom získaná metódou na prechod elektrónov. Zv. 9600×

Fig. 14. Electron microscope microphotography of tubular crystals of hydrohalloysite with uneven surface obtained by the method of electron transition. Magn. ×9600



Obr. 15. Detailná morfológia trubičkovitých kryštálov hydrohalloyzitu získaná metódou na prechod elektrónov. Zv. 41 000×.

Fig. 15. Detailed morphology of tubular crystals of hydrohalloysite obtained by the method of electron transition. Magn. ×41000

povrchu trubičiek v smere parametra a_0 (b_0),otváranie trubičiek s oddeľovaním jednotlivých vrstiev a s otáčaním vrstiev v cylindrickej štruktúre.

Uvedené poruchy spôsobila nerovnomerná dehydratácia medzivrstvovej H_2O v smere parametra c_0, čo zvýrazňuje svetlá a tmavá časť trubičiek, ako aj otáčanie vrstiev na spôsob „povrazovitej", vrstvovito-cylindrickej štruktúry. Následkom týchto porúch sa zamedzila hydratácia halloyzitu na hydrohalloyzit a metahalloyzitu na halloyzit. Neostré zakončenie trubičiek halloyzitu spôsobili posuny v smere parametrov a_0 (b_0).

Morfologické poruchy trubičkovitých kryštálov halloyzitu pozorované na elektrónových mikrosnímkach sa prejavujú aj na difraktogramoch výraznou asymetriou a difúziou difrakčných čiar zodpovedajúcich difrakciám štruktúrnych rovín 0 k, h 0 a h k0.

TAB. I
Chemické zloženie hydrohalloyzitu a halloyzitu (v %)
Chemical composition of hydrohalloysite and halloysite (in percent)

	1	2	3
SiO_2	40,8	43,00	44,60
TiO_2	—	—	—
Al_2O_3	34,7	33,29	35,63
Fe_2O_3	—	0,39	0,27
FeO	—	—	—
MnO	—	—	—
MgO	—	0,00	0,40
CaO	—	0,21	0,20
Na_2O	—	—	0,04
K_2O	—	—	0,05
P_2O_5	—	—	—
H_2O^+	12,2	9,90	13,75
H_2O^-	12,3	13,40	5,90
Suma	100,0	100,19	99,90

1 — hydrohalloyzit teoretického zloženia, 2 — hydrohalloyzit z Dubníka, 3 — halloyzit z kontaktu s andezitovými vulkanoklastikami z Dubníka

Zvýšený obsah SiO_2 oproti hydrohalloyzitu teoretického zloženia je podmienený prítomnosťou kremeňa, zisteného mikroskopicky vo výbrusoch, a chalcedónu, zisteného mikroskopicky vo výbrusoch a elektrónovou mikroskopiou.

Podobne zvýšený obsah Al_2O_3 je podmienený prítomnosťou gibbsitu $Al(OH)_3$, ktorý sa zistil na difraktogramoch.

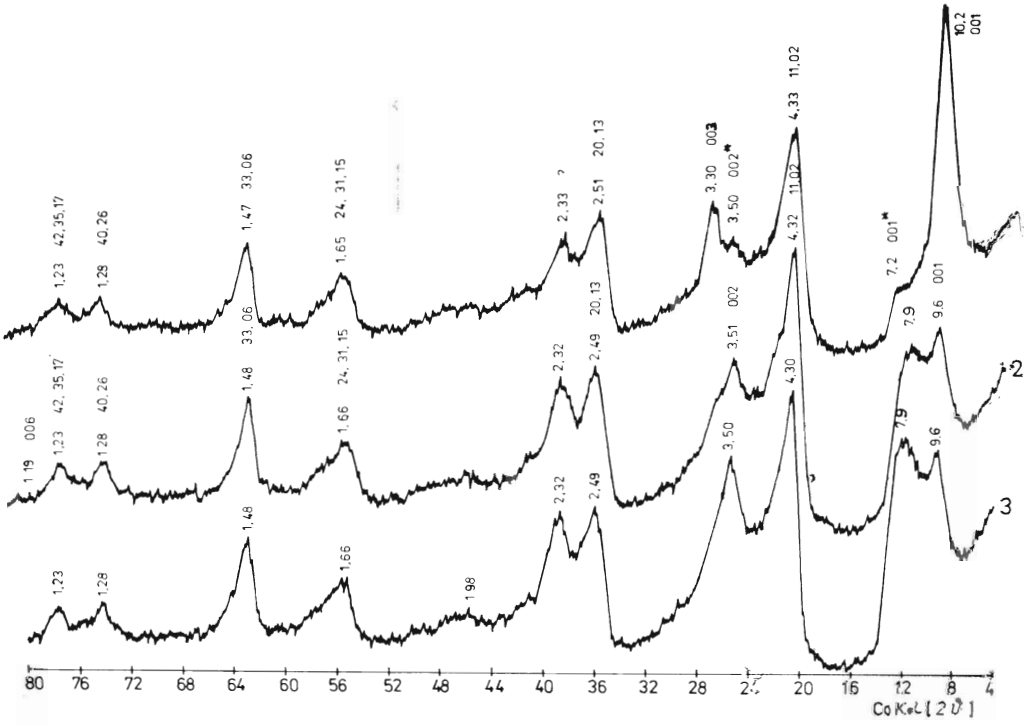
Zvýšený obsah H_2O (+) zvlášť u halloyzitu spôsobuje substitúcia O^{2-} skupinami $(OH)^{1-}$ vo vnútornej časti oktaédrickej vrstvy vrstvovitej štruktúry.

Röntgenovodifrakčný rozbor

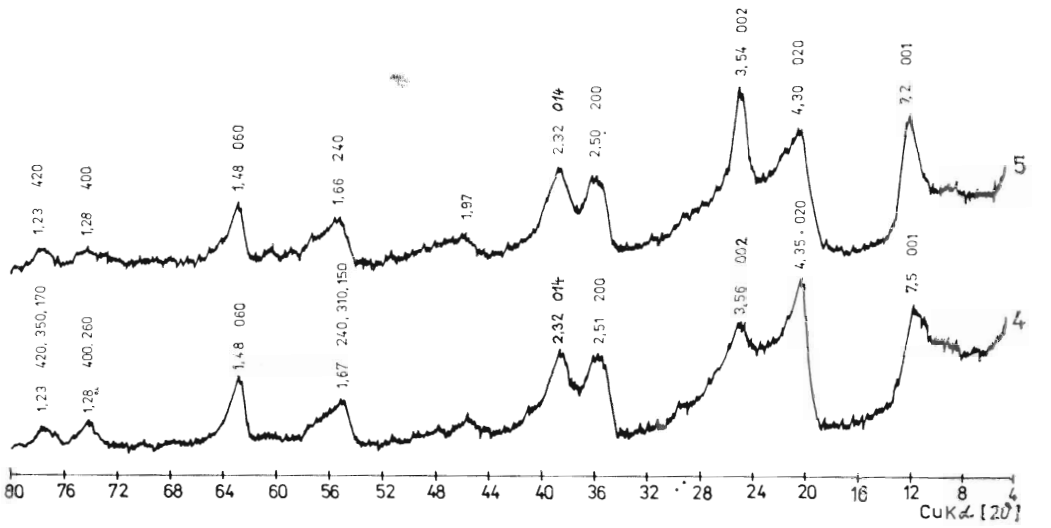
Röntgenovodifrakčný rozbor sa robil zo vzoriek prírodnej vlhkosti, potom po vysušení na vzduchu po 24 hodinách a po 1 mesiaci, ďalej zo vzorky získanej po rozplavení hydrohalloyzitovej brekcie, kde tmel tvorí jemnozrnný halloyzit, a zo vzorky z haldového materiálu štôlne Jozef.

Difraktogramy sa urobili na röntgenovom difraktografe Chirana s použitím žiarenia CoKα a CuKα pri 28,5 kV, 20 mA, s posunom goniometrie 2°/min a registračného záznamu 600 mm/hod.

Difraktogramy sú pre tieto minerály charakteristické, čo sa zvlášť prejavuje pri hydrohalloyzite intenzívnou difrakčnou čiarou d = $10{,}2 \cdot 10^{-10}$ m od rovín 001 a inflexným ohybom od dehydratovanej časti vrstvovitej štruktúry s hodnotou d = $7{,}2 \cdot 10^{-10}$ m. Po vysušení hydrohal-

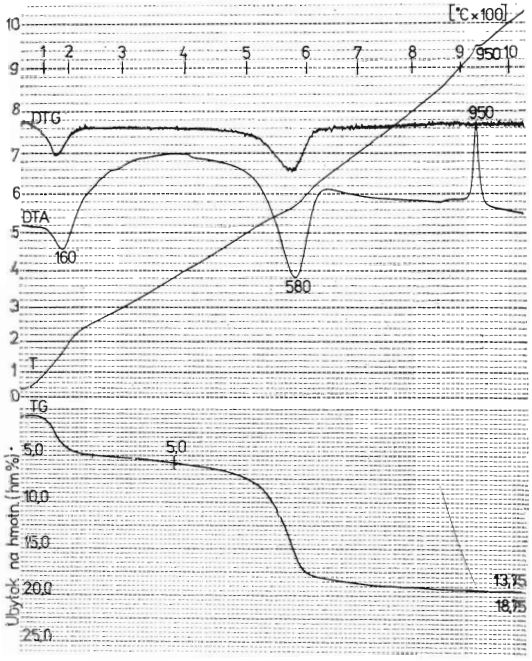


Obr. 16. Difraktogram: 1 — hydrohalloyzitu, 2 — hydrohalloyzitu po 24 hod. vysušeného pri teplote 18° C, 3 — hydrohalloyzitu po 1 mesiaci vysušeného pri teplote 18° C
Fig. 16. Diffraction patterns: 1 — hydrohalloysite, 2 — hydrohalloysite after 24 hr. dried at the temperature of 18 °C, 3 — hydrohallyoysite after one month dried at the temperature of 18 °C

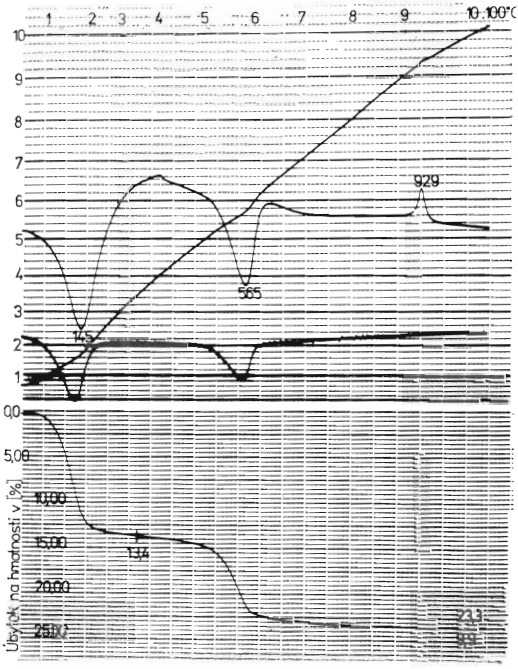


Obr. 17. Difraktogram: 4 — halloyzitu zo vzorky z haldy pri štôlni Jozef, 5 — metahalloyzitu získaného plavením zo vzorky z haldy pri štôlni Jozef

Fig. 17. Diffraction patterns: 4 — hydrohalloysite from the sample obtained from the refuse pile near the Jozef adit, 5 — metahalloysite obtained by floating of the sample from the refuse pile near the Jozef adit



Obr. 18. Derivatogram hydrohalloyzitu
Fig. 18. Derivate pattern of hydrohalloysite



Obr. 19. Derivatogram halloyzitu
Fig. 19. Derivate pattern of halloysite

loyzitu už pri laboratórnej teplote v rôznych časových intervaloch dochádza k nerovnomernej dehydratácii medzivrstvovej vody, čo sa prejavuje dvoma difrakciami od rovín 001 s $d = 9{,}6 . 10^{-10}$ m a $7{,}9 . 10^{-10}$ m.

Intenzita difrakcií hydrohalloyzitu a ich geometrický tvar (jednak ostré difrakčné, a jednak difúzne) zodpovedajú stupňu dehydratácie hydrohalloyzitu. Zvyšovaním dehydratácie sa zväčšuje intenzita difrakcií s hodnotami bazálnych difrakcií $d = 7{,}9$; 7,5 a $7{,}2 . 10^{-10}$ m a intenzita difrakcie s hodnotami $d = 10{,}2$ a $9{,}6 . 10^{-10}$ m sa znižuje až k úplnému vymiznutiu. Naproti tomu sa objavuje difrakcia od plôch 002 s hodnotou $d = 3{,}50—3{,}56 . 10^{-10}$ m.

Pre hydrohalloyzit je charakteristická aj difrakcia od rovín 003 s hodnotou $d = 3{,}30 . 10^{-10}$ m, ktorú podmieňuje prednostná orientácia kryštálov hydrohalloyzitu a ktorá sa dehydratáciou hydrohalloyzitu stráca.

Posuny štruktúrnych rovín v smere a_0 (b_0) charakterizujú asymetrické difrakcie s hodnotami $d = 4{,}30—4{,}35$; $2{,}49—2{,}51 . 10^{-10}$ m a difúzna difrakčná čiara s hodnotou $d = 1{,}66 . 10^{-10}$ m.

Nepatrnú prímes gibbsitu charakterizuje slabo difúzna difrakčná čiara s hodnotou $d = 1{,}98 . 10^{-10}$ m.

Diferenčná termická analýza

Diferenčná termická analýza (DTA) sa robila súčasne s gravimetrickou termickou analýzou (TG) na derivatografe. Navážky boli 1 g s 500 mg citlivosťou.

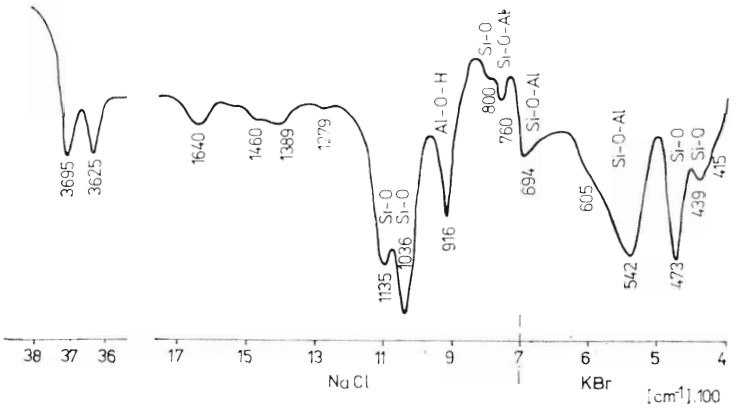
Krivka DTA hydrohalloyzitu má na začiatku endotermnú výchylku s minimom pri 145 °C s úbytkom medzivrstvovej vody viazanej absorpčnými silami a na povrchu častíc hydrohalloyzitu, čo zodpovedá podľa TG krivky 13,4 %. Dehydroxylačná endotermná výchylka s minimom pri 565 °C zodpovedá úbytku H_2O 9,9 %. Slabo výrazná exotermná výchylka má vrchol pri 929 °C.

TAB. 2

Röntgenovodifrakčné hodnoty hydrohalloyzitu, halloyzitu a metahalloyzitu z Dubníka
X-ray diffraction vaues of hydrohalloysite, halloysite and metahalloysite from Dubník

	1		2		3		4		5	
hkl	J	d_{hkl} (10^{-10} m)	J	d_{hkl} (10^{-10} m)	J	d_{hkl} (10^{-10} m)	J	d_{hkl} (10^{-10} m)	J	d_{hkl} (10^{-10} m)
001	10	10,20	4	9,60	3	9,60	—	—	—	—
	2	7,20	2 d	7,90	4 d	7,90	5 a	7,5	8 a	7,2
110, 020	8 a	4,33	8 a	4,32	8 a	4,30	10 a	4,35	7 a	4,30
002	2	3,50	4	3,51	6	3,50	5 d	3,56	10	3,54
003	5	3,30	—	—	—	—	—	—	—	—
200, 130	5 a	2,51	5 a	2,49	4 a	2,49	5 a	2,51	5 a	2,51
014	3 d	2,33	4 d	2,32	4 d	2,32	5 d	2,32	7	2,32
—	—	—	—	—	1	1,98 G	2	1,98 G	2	1,97 G
240, 310, 150	4 a	1,65	4 a	1,66	4 a	1,66	4 a	1,67	4	1,66
330, 060	7	1,47	7	1,48	7	1,48	7	1,48	7	1,48
400, 260	3 d	1,28	3 d	1,28	3 d	1,28	3 d	1,28	2 d	1,28
420, 350, 170	3 d	1,23	3 d	1,23	3 d	1,23	3 d	1,23	3 d	1,23

1 — hydrohalloyzit, prírodná vzorka; 2 — hydrohalloyzit po vysušení na vzduchu po 24 hod.; 3 — hydrohalloyzit po vysušení na vzduchu po 1 mesiaci; 4 — metahalloyzit z haldy pri štôlni Jozef; 5 — metahalloyzit získaný plavením z brekcie hydrohalloyzitu z prírodnej vzorky; a — asymetrická čiara, d — difúzna čiara; G — gibbsit



Obr. 20. Infračervené absorpčné spektrum halloyzitu
Fig. 20. Infra-red absorption spectrum of halloysite

Krivka DTA z halloyzitu na styku s andezitovými pyroklastikami má endotermnú výchylku s úbytkom medzivrstvovej vody a absorpčnej vody na povrchu halloyzitových častíc s minimom pri 160 °C, čo zodpovedá úbytku 5,0 % H_2O. Dehydroxylačná endotermná výchylka s asymetrickým priebehom má minimum pri 580 °C s úbytkom 13,75 % H_2O. Výrazná je exotermná výchylka s ostrým maximom pri 950 °C a zodpovedá kryštalizácii nových fáz.

Infračervené absorpčné spektrum

Infračervené absorpčné spektrum sa zmeralo v rozsahu vibrácií 3800—3500 cm^{-1} a 1800—400 cm^{-1} na prístroji UR-20 Carl Zeiss Jena s použitím tabletiek KBr.

V spektre sú (okrem iných) výrazné dva absorpčné pásy vibrácií, a to vonkajšej štruktúrnej vrstvy cylindrickej štruktúry hydrohalloyzitu Al-O-H pri 3625 cm^{-1} a vnútornej časti oktaédrickej vrstvy pri 3695 cm^{-1}. Absorpčný pás pri 1640 cm^{-1} patrí deformačným vibráciám molekúl vody v medzivrstvových priestoroch cylindrickej štruktúry.

Absorpčné vibračné pásy pri 1135 cm^{-1}, 1036 cm^{-1}, 800 cm^{-1}, 473 cm^{-1}, 439 cm^{-1} patria vibráciám tetraédrov Si-O a absorpčné vibračné pásy pri 916 cm^{-1}, 760 cm^{-1}, 694 cm^{-1}, 542 cm^{-1} vibráciám Si-O-Al tetraédricko-oktaédrickej roviny.

TAB. 3
Infračervené absorpčné spektrum hydrohalloyzitu z Dubníka
Infra-red absorption spectrum of hydrohalloysite from Dubník

Frekvencia (cm^{-1})	Intenzita a charakter absorpčných pásov		Priradenie
3695	m,	sp	γ Al-O-H
3625	m,	sp	γ Al-O-H
1640	m,	b	δ H_2O
1460	W,	vb	—
1389	W,	vb	—
1279	W,	vb	—
1135	m,	sp	γ Si-O
1036	s,	sp	γ Si-O
916	s,	sp	γ Al-O-H
800	W,	sh	Si-O
760	m,	sp	Si-O-Al
694	m,	vb	Si-O-Al
605	m,	sh	Si-O-Al
542	s,	b	Si-O-Al
473	s,	sp	Si-O
439	m,	b	Si-O
415	W,	sh	Si-O

Stupnica intenzity: s — silná, m — stredná, W — slabá. Charakter absorpčných pásov: sp — ostrý, b — široký, vb — veľmi široký, sh — bočné rameno.

Záver

Významnou hydrotermálnou premenou andezitových vulkanoklastík v oblasti opálového ložiska Dubník je vznik hydrohalloyzitu, ktorý tvorí výplň tektonických porúch v podobe ílovitej brekcie. Zvlášť elektrónová mikroskopia ukázala, že hydrohalloyzit vznikol hydrotermálnou premenou hlavne živcov. Popri vzniku trubičkovitých kryštálov hydrohalloyzitu pozorovať vznik sférolitických konkrécií chalcedónu.

Hydrohalloyzit vysušením prechádza na nižšie hydratované formy až na dehydrát metahalloyzit, čo možno sledovať zvlášť röntgenovými difrakčnými rozbormi. Hydrohalloyzit je jemne prerastený chalcedónom a agregátmi s alotriomorfne obmedzenými zrnami kremeňa. Röntgenovou difrakciou sa zistila prímes gibbsitu. Uvedené prímesi potvrdzujú aj chemické rozbory zvýšeným obsahom Al_2O_3.

Literatúra

Čekin, S. S. — Samotoin, N. D. — Fiňko, V. J. 1972: Obrazovanije galluazita pri vyvetrivaniji oligoklaza. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol., 11, 98—113.*

Čuchrov, F. V. — Zvjagin, B. B. — Rudnickaja, E. S. — Ermilova, L. P. 1966: O prirode i genesise galluazitov. *Izv. Akad. Nauk SSSR, 5, 3—19.*

Erdélyi, I. 1962: Hydrohalloysit (Hydroendellit ?!) ein neues Mineral der Halloysitgruppe aus dem Mátra Gebirge (Ungarn) und von Baia Mare (Nagybánya) in Rumänien. *Chem. d. Erde, 21, 321—343.*

Jasmund, K. 1955: Die silikatischen Tonminerale. *Weinheim, Verlag chemie, GMBH, 1—192.*

Slávik, J. — Tözsér, J. 1973: Geological structure of the Prešovské pohorie and its relation to the boundary of the West and East Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 24, 1, 23—52.*

RECENZIA

P. A. Allen — P. Homewood (eds.) **Foreland Basins.** International Assotiation of Sedimentologists, Special publication 8, Oxford, Blackwell Scient. Publ. 1986, 453 s.

Zborník pozostáva z 26 článkov, resp. prednášok, ktoré odzneli na sympóziu IAS a SEPM vo Friburgu (Švajčiarsko) v r. 1986. Sú to prevažne sedimentologické práce zahŕňajúce širokú škálu panví v rôznej tektonickej pozícii a rôzneho veku. Rozoberá sa tu problematika panví subdukčných zón typu B (oceán — kontinent) i typu A (kontinent — kontinent), malých panví mediteránnej oblasti i panví obrovských rozmerov, akou je panva Rocky Mountains, ďalej paleozoických, mezozoických, kenozoických i recentných panví. Široký je aj okruh diskutovaných tém. V zborníku sú pojednania o subsidenčnej histórii panví, ich vzťahu k orogenéze, o ich stavbe, rozoberajú sa genetické aspekty a vzťahy k litosfére, ale i petrografické znaky sedimentov vypĺňajúcich panvy typu „foreland". Tu treba poznamenať, že pojem „foreland basins" v tejto práci zahŕňa panvy čelných hlbín, ale aj panvy v opačnej pozícii, za vulkanickým oblúkom, v konvergentnom systéme oceán — kontinent (v zmysle Dickinsona, 1974).

Úvodná stať zborníka obsahuje hlavné aspekty súčasných štúdií panví typu „foreland". V ďalšej časti zborníka sú zhrnuté práce o panvách cirkumpacifickej oblasti a západného pobrežia Ameriky. Najrozsiahlejšia časť knihy je venovaná alpínskym čelným hlbinám Európy a Ázie (takmer 200 strán), nasledujúca sa zaoberá rekonštrukciou paleozoických panví Severnej Ameriky a záverečná časť predkladá niektoré výsledky a diskutuje o použiteľnosti petrografických metód pri štúdiu panví typu „foreland".

Zborník tematicky i regionálne postráda práce z viacerých oblastí sveta, čo bolo predurčené okruhom účastníkov sympózia vo Friburgu. Chýbajú v ňom práce o čelnej hlbine Karpát, ale i práce zhrňujúce výsledky rekonštrukcie paleozoických panví napr. Austrálie, ZSSR a i.

Zborník bude užitočný pre všetkých geológov študujúcich vzťahy medzi tektonikou a sedimentáciou a tých, ktorí sa snažia získať nový pohľad na sedimentárne panvy, analyzujúc a syntetizujúc poznatky z oblasti sedimentológie, biostratigrafie, tektoniky a geofyziky. Nájdu v ňom príklady metodického postupu pri analýze sedimentárnych panví i súhrn poznatkov vyplývajúcich z analýzy jednotlivých panví.

Dionýz Vass

Mineralia slov.
19 *(1987), 3, 255—260*

Magnetické anomálie v podloží neogénu Východoslovenské nížiny

MILAN MOŘKOVSKÝ, JOZEF ČVERČKO

Geofyzika, n. p., Ječná 29a, 612 46 Brno
Moravské naftové doly, 071 01 Michalovce

Doručené 26. 5. 1986

Магнитные аномалии в почве неогена Восточнословацкой низменности

Скважиной Збудза-1 на югозападных склонах Вигорлатских гор в почве неогена было пробурено тело серпентинизированных перидотитов, которое способствовало выразительную магнитную аномалию. Очевидно раннее известная крупная „сечовская магнитная аномалия" имеет похожее происхождение.

Magnetic anomalies in the Neogene basement of the East Slovakian Lowland

The Zbudza-1 drilling located on the foothill of the Vihorlat Mts. reached a body of serpentinized peridotite inducing a pronounced magnetic anomaly. Probably, similar origin has also the formely discovered "Sečovce magnetic anomaly".

Již od roku 1960, kdy byly na východním Slovensku zpracovány výsledky měření vertikální magnetické intenzity v přehledném regionálním měřítku (Čekan — Šutor, 1960; Šutor — Čekan, 1965), upoutávala pozornost geofyziků i geologů rozsáhlá kladná anomálie mezi Sečovci a Michalovci.

Její charakter se odlišoval od magnetického projevu zakrytých andezitových stratovulkánů typu Malčice, Beša — Čičarovce, jejichž neogenní věk byl doložen i vrtně. Autoři, i když nevylučovali možnost vlivu podložních, magneticky aktivních hornin, za pravděpodobný zdroj považovali vulkanogenní horniny neogenní výplně pánve. Autoři zdůraznili značný plošný rozsah, a zejména upozornili na západovýchodní průběh anomálie — „odlišný od karpatského směru".

Naproti tomu Man (1961) po zhodnocení detailního měření vertikální magnetické intenzity dospívá k jinému názoru. Lokální kladné anomálie ztotožňuje se zakrytými neovulkanickými tělesy, zatímco regionální kladná anomálie mezi Sečovci a Michalovci je „způsobena pravděpodobně podložními vlivy". K uvedenému názoru dospívá na základě zjištění, že anomálie není porušována mladou neogenní zlomovou tek-

tonikou, která by se v případě neogenního stáří magnetického zdroje musela výrazně projevovat. Dalším, rozhodujícím momentem při hledání zdroje byla kvantitativní interpretace. Při ní autor celkem bezpečně, na základě známých magnetických susceptibilit neogenních hornin dovozuje, že vzhledem k povaze sečovecké anomálie nelze její zdroj hledat ve vulkanitech neogénu.

Takto docházelo k rozporu mezi údaji povrchového měření vertikální magnetické intenzity a údaji o fyzikálních vlastnostech předneogenního podloží, z něhož byly do té doby z vrtů známy pouze horniny paleozoika a mezozoika s nízkými hodnotami magnetické susceptibility.

Obdobně nevylučoval Man podloží neogénu jako možný zdroj anomálie vertikální magnetické intenzity u Naciné Vsi. Při kvantitativní interpretaci tam autor odhadl hloubku předneogenního reliéfu na necelé 2 km. V prostoru sečovecké regionální anomálie mezi Horovci a Nižným Hrušovem ji stanovil na 8 km, přičemž tyto hodnoty považuje za maximální.

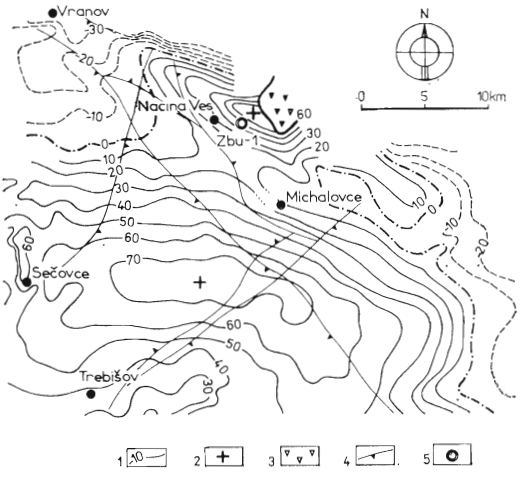
Vzhledem k nedostatku dalších konkrétních údajů se později k problému „sečovecké magnetické anomálie" vrací až Rudinec (1976, 1978). Na základě anomálně vysokého gradientu zemského tepla předpokládá v podloží východoslovenské neogenní pánve přítomnost dílčího plutonického tělesa bazického složení, jehož projevem je uvedená magnetická anomálie.

Prakticky obdobně řeší problém „sečovecké magnetické anomálie" Pospíšil — Filo (1977). Hovoří přímo o magnetickém krbu, jehož povrch kladou do hloubky 5,5 km. Domnívají se, že magnetické těleso vystupuje v předterciérních horninách, avšak jen zčásti buduje reliéf předterciérního podloží. Výstup tělesa do svrchních částí podloží dávají do souvislosti s křižováním významných, hluboko založených poruchových systémů směrů SZ—JV a SV—JZ.

V následujících pracích klade Pospíšil (1980, 1982) povrch magmatického krbu podmiňujícího vznik regionální tíhové anomálie do hloubky 12 km.

Jen stručně se sečoveckou magnetickou anomálií zabývá i Tomek (1981). Spojuje ji s magnetickým tělesem v podloží neogénu, jímž může být podsunutá severoevropské platformě, kde, jak uvádí, jsou anomálie tohoto typu běžné. Vzhledem k nepřítomnosti kladné tíhové anomálie nepovažuje přítomnost bazických plutonických těles za pravděpodobnou.

Otázka vztahu magnetických a tíhových anomálií byla v popředí zájmu již od zahájení geofyzikálního průzkumu. Sám autor detailních geomagnetických měření (Man, 1961) hovoří o komplikacích při objasňování jejich vztahu, pokud magnetické pole je podstatněji ovlivněno horninami



Obr. 1. Schéma vertikální magnetické intenzity (Man, 1961). 1 — izolinie v nT, 2 — vrcholy kladných magnetických anomálií, 3 — vulkanity Vihorlatu, 4 — hlavní poklesové zlomy, 5 — hluboký vrt Zbudza-1

Fig. 1. Scheme of vertical magnetic intensity (Man 1961). 1 — nT isoline, 2 — apex of positive magnetic anomaly, 3 — volcanite of the Vihorlat Mts., 4 — main normal fault, 5 — the Zbudza-1 drilling site

neogenního podloží.

Jde totiž o tu okolnost, že obě magnetické anomálie, tj. jak sečovecká, tak i u Naciné Vsi, nejsou doprovázeny kladnými anomáliemi tíhového pole. Přitom je známo, že horniny o vysokých magnetických susceptibilitách, které vyvolávají kladné anomálie vertikálního magnetického pole, mají i vysoké hustoty, podmiňující kladné tíhové anomálie. Výjimku tvoří tělesa serpentinizovaných ultrabazik. Významnější vliv serpentinizace si však bylo stěží možno představit v rozměrech sečovecké magnetické anomálie.

Z tohoto hlediska je zamítavý postoj Tomka (1981) k eventuální přítomnosti rozsáhlejších bazických těles plutonického charakteru, podle našeho názoru, oprávněný.

Nový pohled na zdroj magnetických anomálií v prostoru východoslovenské neogenní pánve, které nesouvisí s intermediárním neogenním vulkanismem, přinesly výsledky vrtu Zbudza-1. Vrt byl situován přibližne 2 km v. od Naciné Vsi, při z. úpatí Vihorlatu.

Výsledky vrtu Zbudza-1 a jejich širší interpretace

Úkolem vrtu byl naftově geologický průzkum staršího miocénu a předneogenních komplexů. Bylo dosaženo hloubky 3705 m s následujícím stratigrafickým zařazením: 0—130 m svrchní baden (lastomírské souvrství), 150 m střední baden (zbudzanské souvrství, sůl), 690 m střední baden (vranovské souvrství), 1805 m spodní baden (nižnohrabovské souvrství), 2731 m karpat (kladzanské souvrství), 2898 m mezozoikum (peridotitové těleso), 3705 m mezozoikum?, paleozoikum? (sericiticko-chloritické břidlice tmavo- až černošedé a metamorfované pískovce).

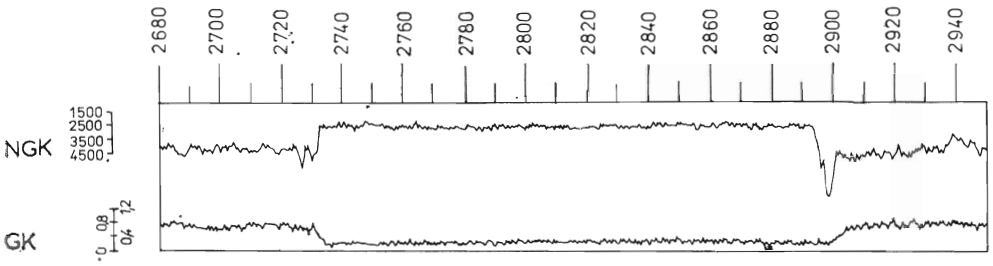
Litologický charakter miocenních sedimentů se významněji neliší od neogenní výplně z jiných částí pánve. Absence klastik na bázi karpatu (teriakovské souvrství) by mohla svědčit o zlomovém zkrácení profilu vrtu.

Ultrabazické těleso v int. 2731—2898 m, tj. v podloží neogénu je velmi zřetelně zachyceno radiokarotáží (obr. 2).

Ze zastiženého tělesa popisuje Hovorka (1985) serpentinizovaný peridotit. Serpentinizace má zřejmě vztah k tektonizaci, patrné na vrtných jádrech.

Data zjištěná v oddělení fyziky hornin n. p. Geofyzika, Brno (Píchová — sdělení) vykazují tyto hodnoty: v hloubce 2803,5 m, tj. ve vyšší části tělesa, činí objemová hustota 2,87 g . cm^{-3} při zanedbatelné porozitě 0,4 %. Susceptibilita dosahuje anomální hodnoty 232 000 . 10^{-6} (SI). Naproti tomu vzorek podložních sericiticko-chloritických břidlic, odebraný z hl. 2899,5 m, tj. z těsného podloží peridotitového tělesa, při objemové hustotě 2,76 g . cm^{-3} a porozitě 12 % vykazoval susceptibilitu přibližně stejnou jako ostatní část profilu neogénu a jeho podloží, totiž pouhých 300 . 10^{-6} (SI).

Zjištění ultrabazického tělesa v sv. části východoslovenské neogenní pánve má zásadní význam. Vedle tektogenetických úvah širšího rázu, které přináší při možné korelaci s ultrabazity gemerika, jsou tyto údaje významné rovněž pro přímou interpretaci měření vertikální magnetické intenzity. Vrt Zbudza-1 zjistil, že magnetická anomálie o amplitudě 50 nT mezi Nacinou Vsí a Zbudzou je velmi pravděpodobně vyvolána polohou serpentinizovaného peridotitu o mocnosti okolo 200 m. Východní část anomálie je již ovlivňována povrchovými výlevy amfibolicko-pyroxenických andezitů Vihorlatu. Povrch tělesa se nachází v hloubce 2731 m. I v případě, že by serpentinizace nepostihla celé těleso, pak mocnost event. nepřeměněných částí (jež mají podstatně vyšší hustotu, okolo 3,2 g . cm^{-3}) nedostačuje k vyvolání kladné anomálie tíhového pole. Celkově sní-



Obr. 2. Křivky radiokarotážního měření ve vrtu Zbudza-1 v int. 2680—2950 m, hodnoty křivky GK v pA/kg, hodnoty křivky NGK dle srovnávacího normativu MND, k. p.
Fig. 2. Radiometric logging curves from the Zbudza-1 drilling in the 2,680—2,950 m depth interval. Values for the GK curve in pA . kg^{-1}, that for the NGK curve according to the comparative norm of the Moravské naftové doly, k. p.

žené hodnoty tíže v širším okolí vrtu Zbudza-1 jsou ovlivněny rovněž strukturní stavbou širšího okolí. Jde totiž o vkleslou kru. vázanou na systém okrajových zlomů pánve sz.—jv. směru. Souhlasný směr magnetické anomálie s poklesy miocenního stáří velmi pravděpodobně nenaznačuje genetický vztah. Původní, zřejmě podstatně větší rozšíření ultrabazik bylo redukováno denudací, takže ultrabazika se zachovala v depresi, jejíž existenci dokládá téměř 1000 m mocný karpat, který je překrývá.

Co se týče vlastní regionální „sečovecké" magnetické anomálie, lze vzhledem k obdobné charakteristice geofyzikálních polí předpokládat obdobný typ zdroje magnetické anomálie jako u anomálie Nacina Ves—Zbudza.

Podstatně méně výrazné kontury regionální anomálie v poli vertikální magnetické intenzity jsou nejspíše podmíněny podstatně většími mocnostmi neogenní výplně — okolo 4500 m. Tím by rovněž nepřímo dokazovaly pravděpodobnou vazbu zdroje na podloží terciéru, a tak potvrzovaly původní kvantitativní řešení Mana (1961).

Rovněž v tomto případě, jak jsme uvedli již výše, není ultrabazickým tělesem ovlivněno tíhové pole. Pak i zde je možno, při zatím neznámém stupni přeměn, očekávat mocnost výlevů okolo 200—300 m. Převážná část sečovecké magnetické anomálie se nachází v centrální depresi neogenní pánve. Západovýchodní směr vrcholové části anomálie, kosý vůči mladé neogenní zlomové tektonice, by mohl být odrazem rozšíření ultrabazik před neogenní transgresí, a tím i odrazem strukturně tektonických prvků mezozoika. Tíhová nevýraznost magnetických těles by ovšem mohla být i pomíněna přítomností těžších hornin je obklopujících — karbonátů mezozoika. Vzhledem k dosavadním poznatkům o rozšíření mezozoika v hlubších částech východoslovenské neogenní pánve je tato možnost méně pravděpodobná.

Literatura

Čekan, V. — Šutor, A. 1960: Zpracování regionálních gravimetrických a magnetických měření, provedených v letech 1952—1957 v oblasti východního Slovenska. *Manuskript — Geofond Bratislava, 44 s.*

Hovorka, D. 1985: Správa o orientačnom petrografickom štúdiu ultrabazického telesa zastihnutého vo vrte Zbudza-1. *Manuskript — archiv MND Michalovce, 5 s.*

Man, O. 1961: Závěrečná zpráva o magnetickém průzkumu ve VSN v roce 1960. *Manuskript — Geofond Praha, 41 s.*

Pospíšil, L. 1980: Interpretácia tiažového poľa v oblasti východoslovenského neogénu. *In: Sborník referátů, Liblice.*

Pospíšil, L. 1982: Syntéza geofyzikálnych

údajov v oblasti východoslovenských neovulkanitov *[Autoreferát kandidátské dizertace.] Bratislava.*

Pospíšil, L. — Filo, M. 1977: Výsledky interpretácie geofyzikálnych anomálií v strednej časti Potiskej nížiny. *Geol. Průzk., 8, 270—272.*

Rudinec, R. 1976: Neogénny vulkanizmus na východnom Slovensku a geotermická energia. *Geol. Průzk., 18, 225—229.*

Rudinec, R. 1978: Anomálne vrstvové tlaky a teplota vo východoslovenskej neogénnej panve Západných Karpát. *Miner. slov., 10, 481—504.*

Šutor, A. — Čekan, V. 1965: Regionální gravimetrický a geomagnetický průzkum v oblasti východního Slovenska. *Sbor. geol. Věd. užitá Geofyz. (Praha), 4, 35—57.*

Tomek, Č. 1982: Některé problémy interpretace geofyzikálních anomálií na východním Slovensku. *In: Geologická stavba a nerastné suroviny hraničnej zóny Východných a Západných Karpát. Red. P. Grecula. Košice, GP, 165 s.*

Magnetic anomalies in the Neogene basement of the East Slovakian Lowland

The positive anomaly of vertical magnetic intensity on the western foothill of surficial volcanic outcrops of the Vihorlat Mts. is induced, according to the results of the Zbudza-1 drilling, by a body of serpentinite peridotite. Probably similar causes induced also the extensive magnetic anomaly between Sečovce and Michalovce.

Magnetic susceptibility of a sample from the upper part of the peridotite body (2,803.5 m depth) achieves anomalous value of 232,000 . $.10^{-6}$ (SI). In contrast with density of about 3.20 g . cm^{-3}, this sample reveals but 2.87 g . $.cm^{-3}$ value whereas the density of underlying sericite-chlorite slate yields 2.76 g . cm^{-3} value.

The non pronounced appearance of peridotite bodies in the gravity field of the area is hence obviously either caused by serpentinization leading to the decrease of densities or by the small thickness of single bodies.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

T. Pačes: **Geochemická podstata acidifikace životního prostředí** (Bratislava 17. 9. 1986)

Okyselování životního prostředí je způsobováno vodíkovými ionty, které se uvolňují při oxidaci a disociaci kyselin vzniklých z oxidů SO_2 a NO_x. Tyto oxidy jsou součástí průmyslových exhalací a výfukových plynů z automobilů. Dále se vodíkové ionty uvolňují při aplikaci některých průmyslových hnojiv a při zvyšování produkce biologické hmoty. Okyselování prostředí je trvalý jev provázející rozvoj moderní společnosti, a proto je zjišťováno v největší míře ve střední Evropě, ve Skandinávii a na severoamerickém kontinentu. Má příznivé i nepříznivé důsledky pro životní prostředí. Přirozené okyselování, kdy hraje významnou úlohu CO_2, je nutné pro tvorbu půd. Nadměrné, antropogenní okyselování zapříčiňuje úhyn ryb, je jednou z možných příčin odumírání lesů, může způsobovat zvýšenou korozi kovových konstrukcí a také může mobilizovat stopové kovy, takže jejich koncentrace v pitných vodách může dosahnout toxické úrovně.

Okyselování se projevuje zejména v povrchových a mělkých podzemních vodách a v půdách. Ve vodách nejprve vzrůstají koncentrace aniontů silných kyselin (SO_4^{2-} a NO_3^-) a klesá koncentrace iontů slabých kyselin (zejména HCO_3^-). V dalším stádiu klesá pH vody a zvyšují se koncentrace hliníku. V půdách se ochuzuje a mění sorpční komplex, to je soubor vyměnitelných kationtů, zejména Mg^{2+} a Ca^{2+}. Jejich místo v půdě zaujímají vodíkové ionty (H^+) a ionty hliníku (Al^{3+}). Pravděpodobně se mění i povrchový elektrický náboj na půdních částicech ze záporného na kladný.

Geochemická interakce mezi vodou, půdou a horninou působí jako přirozený pufr, který udržuje acidifikaci v mezích přijatelných pro organizmy. Kapacita těchto pufrů však není nevyčerpatelná. Nejúčinnějším pufrem je hydrolýza karbonátových minerálů. Tento pufr je nevyčerpatelný v krasových teré-

nech či v oblastech s velkým obsahem kalcitu a dolomitu. Dalším, ovšem pomaleji reagujícím pufrem je hydrolýza alumosilikátů a silikátů. I tento pufr je nevyčerpatelný, avšak jeho účinek je omezen pomalou kinetikou rozpouštění těchto horninotvorných minerálů. Bazické horniny jsou lepším pufrem než horniny kyselé. Při hydrolýze hornin se uvolňují zejména K^+, Mg^{2+} a Ca^{2+}. Tyto kationty jsou nepostradatelnými živinami pro rostliny. Dále je účinným pufrem iontová výměna v půdě. Zde se vyměňují vodíkové ionty a v kyselých půdách i ionty hliníku za sorbované kationty alkálií a alkalických zemin. Tento pufr je vyčerpatelný. Geochemické výzkumy Ústředního ústavu geologického prováděné v reprezentativních povodích Českomoravské vrchoviny a v Krušných horách ukázaly, že acidifikace vede k ochuzování sorbovaných kationtů, protože iontová výměna je rychlejší než je zvětrávání primární horniny. K největšímu ochuzování dochází v oblastech s velmi silnou acidifikací způsobovanou koncentrací průmyslu. Zde také odumírají jehličnaté lesy. Dalším geochemickým pufrem je hydrolýza sesquioxidů v půdě, zejména hydrolýza amorfních a kryptokrystalických derivátů $Al(OH)_3$. Tato hydrolýza sice odstraňuje z vody ionty H^+, ale zároveň se jí uvolňují ionty Al^{3+}, $AlOH^{2+}$ a $Al(OH)_2^+$, které mohou být za určitých okolností toxické, předpokládá se, že jsou hlavní příčinou úhynu ryb ve skandinávských jezerech. Pufrační účinek má i protonizace huminových látek ve vodě i v půdě.

Otázkou pro geochemické řešení zůstává, jak se chová rozhraní mezi minerály a vodou v průběhu acidifikace. Pokud se při ní mění záporně nabité povrchy na povrchy nabité kladně, může během stárnutí půd dojít k ireversibilní redukci sorpční kapacity a pufrační kapacity. To může být jednou z příčin znesnadnění přenosu živin z anorganického substrátu do kořenového systému rostlin, zejména stromů s mělkými kořeny. Takovým výzkumem může geochemie přispět významnou měrou k optimalizaci vývoje životního prostředí u nás.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Z. Kukal: **Jak klasifikovat sedimentární horniny?** (Bratislava 21. 5. 1987)

V klasifikaci a pojmenování sedimentů je více rozporů než u vyvřelin a metamorfik. Je to způsobeno tím, že u sedimentů máme více klasifikačních kritérií. Prolínají se kriteria mineralogická a strukturní a k nim navíc přistupují i kriteria chemická. Kromě toho jsou sedimenty daleko heterogennější než vyvřeliny nebo metamorfity. Navíc je použití sedimentů v průmyslu a zemědělství rozsáhlejší než použití jiných hornin. Proto se někdy do terminologie promítají i kriteria technická a technologická.

Současný trend v sedimentologii vede k stále podrobnější klasifikaci jednotlivých skupin sedimentů, jak to vidíme třeba na desítkách navržených dělení vápenců a pískovců. Dnes není sporu o tom, že musíme používat klasifikaci deskriptivní a objektivní, jde spíše o to, do jaké míry máme zachovávat jednotné schéma pro všechny třídy sedimentů a jak se přiblížit co nejvíce klasifikaci přirozené. Přirozená klasifikace by měla mít přirozené hranice mezi horninami. Přirozenou hranicí rozumíme takovou, která odděluje sedimenty lišící se genezí, nebo kde jsou kolem hranice mezi dvěma horninami nejnižší četnosti výskytů. Musíme však dodat, že takové přirozené hranice jsou zatím nesplněným snem. Nejvíce se jim blížíme v horninových řadách mezi vápnitými a jílovými složkami. Pokusy byly i najít přirozené hranice mezi různými druhy pískovců, nebo i mezi sedimenty různé zrnitosti. Ani zde však nemáme tolik statistických údajů nebo analýz sedimentačních podmínek, které by umožnily takové hranice najít.

Problémem je také, do jaké míry musí klasifikace sedimentů ustupovat geologickým zvyklostem. Podřizovat se jim sice nemusíme, ale respektovat ano. Geologové používají již desítky let názvy, s kterými jsou pevně spojeny určité představy. Ty jsou zakotveny v pojmenování stratigrafických jednotek, v legendách a vysvětlivkách k mapám. Náplň těchto pojmů příliš drasticky měnit nemůžeme. Jeden příklad za všechny: Kdybychom za hranici mezi slepenci a pískovci považovali padesátiprocentní obsah klastů o velikosti nad 2 mm, slepenců by ve stratigrafickém sledu žalostně ubylo. Mnoho hornin, které geologové naprosto jednoznačně za slepence považují, by slepenci přestalo být.

Mineralia slov.
19 *(1987), 3, 261—283*

SÚHRNNÝ REFERÁT

Problémy petrografické klasifikace měsíčních hornin

MARIE PALIVCOVÁ

Ústav geologie a geotechniky ČSAV, V Holešovičkách 41, 182 00 Praha 8

Doručené 15. 10. 1986

Проблемы петрографической классификации лунных пород

В работе приведены схемы, значение и трудности петрографической классификации лунных пород. Коротко обсуждается вопрос петрографической терминологии „имнактитов". В рамках простой схемы лунных пород на основании структур и степени кристалиниты уцрямляется внимание на некоторые новейшие частичные классификации в основных группах.

Problems of the petrographical classification of the lunar rocks

Schemes, significance and also difficulties of the petrographical classification of the lunar rocks are demonstrated here. A problem of the petrographical terminology of "impactites" is concisely discussed. Within the framework of a simple scheme some problems of classification in main groups of lunar rocks are shown in detail.

Petrochemická či petrografická klasifikace měsíčních hornin?

Těžko si můžeme představit detailněji prozkoumané horniny než horniny získané z povrchu Měsíce. Přestože co do objemu představují jen nepatrné procento a jejich výzkumy trvají nesrovnatelně kratší dobu (zhruba 15 let oproti 150 létům výzkumu zemských hornin), je počet získaných údajů neuvěřitelný. Pro ilustraci: Když se Pratt et al. (1977) — tedy už před zhruba 10 lety — pokusil zhodnotit statisticky výpočetní technikou jeden typ hornin z jediné lokality („mořské" bazalty z Apolla 15), měl k dispozici 190 000 geochemických a petrografických údajů, které mohl odvodit z 51 souborů chemických i dalších analýz 30 vzorků.

Přes obrovskou kvantitativní základnu právě měsíční horniny ukázaly všechna známá i mnohá nová úskalí horninových klasifikací. Příčin je celá řada, ale hlavní je nesporně v tom, že základní petrografická klasifikace je založena na genetických, tj. geologických kritériích, odrážejících se kromě minerálního složení především ve struktuře horniny. Přispívá k tomu i skutečnost, že v době vzniku petrografických klasifikací nebyly známy procesy, které patří k hlavním petrologickým zjištěním druhé poloviny tohoto století, tj. kumulativní proces a šoková metamorfóza. Nemálo k tomu přispívají i od-

lišnosti měsíčních hornin od zemských, i jejich zrnitost a mnohé strukturní rysy u zemských hornin neznámé nebo nepodstatné.

Je obecně známo, že podobně jako v pozemských podmínkách i na měsíčním povrchu a kůře existují litologicky odlišné oblasti „moří" a „pevnin". Zatímco základní horninové typy měsíčních „mořských" bazaltů jsou s oceánskými zemskými v petrografické klasifikaci dobře srovnatelné, platí to o „pevninských" měsíčních horninách jen velmi omezeně. Ty jsou strukturně neobvykle složité, v převaze brekciovité, kataklastické, a mnohé z nich zcela odlišného typu, než jsme zvyklí u klastických zemských hornin; některé pak jsou v klasifikaci zemských hornin zcela neznámé, se „smíšenými" strukturami, poněvadž se v nich specifickým způsobem kombinují petrogeneticky odlišné petrografické struktury. Lze je srovnávat s produkty pozemských tzv. „impaktních" kráterů, jsou však rozmanitější. V měsíční kůře nechybějí ani zástupci třetí hlavní skupiny zemských hornin, horniny metamorfované. Ty však strukturně odpovídají jen jedné, méně významné skupině zemských metamorfitů, tj. staticky termálně metamorfovaným horninám typu granoblastických až rohovcových hornin. Typické tektonické metamorfity, charakteristické pro pásemná pohoří, jak známo, na Měsíci zcela chybějí.

Z dosud navštívených devíti lokalit měsíčního povrchu bylo získáno kolem 300 kg horninového materiálu. I když to nemůžeme pro omezený počet dokumentovaných lokalit tvrdit s jistotou, přece jen je z dosavadních výzkumů patrno, že jak horniny „vyvřelého" typu (tj. s tzv. „magmatickými" strukturami), tak i horniny brekciovité s. l., a zejména horniny metamorfní, jsou v průměru podstatně jemnozrnnější než zemské horniny. Hrubozrnné plutonické horniny mají jen zřídka zachované původní struktury; většinou jsou kataklázované, rozdrcené na drobné úlomky. Horniny se strukturami vulkanického typu se sice liší od zemských ekvivalentů převládajícím holokrystalickým charakterem struktury ve skupině bazaltů, „mořského" složení, jsou však v převaze jemnozrnné; existuje mnoho velmi jemnozrnných až kryptokrystalických fragmentů „nemořského" složení s „taveninovými" strukturami bazaltového typu, a v obou skupinách, „mořských" i „pevninských", jsou též horniny sklovité. Brekciovité horniny sice představují ve své makroskopické geologické struktuře horniny značně hrubozrnné, až blokové brekcie, ale ty se v naprosté většině ukazují být „brekciemi v brekciích" (jsou popsány až brekcie „na čtvrtou"), a v podstatě všechny dosud známé horniny z Měsíce lze považovat za jednu velkou brekcii, jejíž základní typy jsou většinou jemnozrnné. Jemnozrnný charakter většiny metamorfovaných hornin vyplývá už z jejich názvů; jsou označovány jako „rohovcové" či granulitické".

Za takové situace je pochopitelné, že se v měsíčním výzkumu, podobně jako u zemských hornin vulkanických, dává přednost chemické klasifikaci, jež je pro detailnější petrologické úvahy zcela nutná. Ta je vypracována na základě petrografického názvosloví odvozeného z normativního složení podle klasifikace CIPW. Přitom se ustálil zvyk používat pro horniny „pevninského" složení, odpovídající především základní řadě ANT (anortozit-norit-troktolitové) vymezené Prinzem et al. (1973) a Prinzem — Keilem (1977), termínů plutonických hornin (gabro, norit atd.), kdežto pro „mořské" horniny termínů vulkanických hornin (bazalt), bez ohledu na zrnitost horniny. To má velkou výhodu při sledování geochemických vztahů hornin i ostatních genetických skupin a bez tohoto přístupu by se sotva dosáhlo takových představ o stavbě měsíční kůry, jaké

byly v četných variantách vypracovány. Výhoda je i v tom, že klasifikace na petrochemickém základě umožňuje detailněji členit horniny podle normativních minerálů a indikuje pravděpodobnou přítomnost těchto minerálů v hornině i v těch případech, kdy je to v mineralogicko-petrografické klasifikaci při časté jemné zrnitosti mafitů — olivínu a obou pyroxenů — velmi obtížné, ne-li nemožné.

Má to však i řadu nevýhod, a to nejen tu, že chemické analýzy, na rozdíl od výbrusů, nejsou vždy snadno k dispozici. Například ve skupině vyvřelých hornin se nesnáze týkají terminologie „gabro — bazalt" a tzv. „živcových bazaltů". Dochází tu k následujícímu paradoxu: velmi jemnozrnná hornina „nemořského" složení s bazaltickou strukturou je označena jako „gabro", zatímco i značně hrubozrnná hornina, kterou bychom běžně označili jako gabro, je označena jako „hrubozrnný bazalt". Tento paradox je podtržen navíc tím, že dosti četné v obou skupinách jsou právě holokrystalické horniny zrnitosti kolem (spíše pod) 1 mm, tedy právě ty, které i v klasifikaci zemských bazaltických hornin způsobují značné nesnáze; bez znalosti geologických vztahů jsme vždy na rozpacích, máme-li je zařadit k jemnozrnným gabrům (mikrogabrům), či hrubozrnným bazaltům (doleritům). V literatuře o Měsíci se u některých autorů objevují oba termíny (např. dolerit — Mišel — Lévi, 1974, Tarasov et al., 1979; mikrogabro — Walker et al., 1977). Navíc dosahují dosud známé hrubozrnné typy jak v „mořských", tak i „pevninských" vyvřelých horninách zhruba téže zrnitosti 2—5 mm (a patrně i více). Je to dobře patrno např. ze srovnání dunitu a anortozitu in Phinney et al. (1977, obr. 2a, b) s „hrubozrnným bazaltem" in Warner et al. (1977). Bogatikov et al. (1985) nověji zavádějí pro všechny typy bazaltických hornin „mořského" složení ve své klasifikaci oba termíny — bazalt a dolerit — vedle sebe, ale bez bližší specifikace. Terminologické nesnáze, zda použít termínu „gabro" či „bazalt", se výrazně projevují i ve složité skupině jemnozrnných hornin s typickými bazaltickými, často intersertálními (hemikrystalickými) strukturami, se zvýšenými obsahy Al, ale převážně „nemořského" složení. Rozpaky, kam s těmito horninami, jsou dobře patrny i v klasifikaci Phinneye et al. (tab. 2) a bude o nich v příslušné kapitole blíže pojednáno.

Nejvíce se nedostatky petrochemické klasifikace projevují ve skupině hornin metamorfovaných a brekciovitých; zaniká jejich strukturně litologická, a tedy i základní genetická charakteristika.

Uvedený stav vedl (a dosud vede) v terminologii měsíčních hornin k nebývalému chaosu. Někteří autoři přihlížejí více k petrochemické klasifikaci, jiní k petrografické, a ještě další se snaží obě hlediska zkombinovat. Poslední přístup, pokud je možný, je jistě nejvíce žádoucí. K tomu je však třeba, aby existovala petrografická — pokud možno jednotně užívaná — klasifikace a aby současně dostatečně vyjadřovala charakter horniny podle běžných zvyklostí. K jakým terminologickým „orgiím" docházelo už v začátcích měsíčního výzkumu v klasifikaci brekcií, ukazuje tab. 1, vzatá jako příklad schémat použitých při popisu brekcií téže měsíční lokality, Apolla 14. Používá se v ní nejrůznějších klasifikačních kritérií, které zcela znesnadňují komparaci, pokud čtenář nemá po ruce archív vzorků podle číselného pořadí.

Bylo zde použito hledisek regionálních (např. brekcie Fra Mauro), petrograficko-mineralogických (živcová brekcia sklem chudá), genetických (šokované, nešokované brekcie), strukturních (brekcie s krystalickou základní hmotou, s úlomkovitou základní hmotou), texturních (pórovité, nepórovité brekcie), barvy (bílé, černé brekcie) apod. Velmi názorně jsou tato nesouřadná hlediska patrna též na klasifikaci brekcií podle Jamesové (1974, 1977).

Jamesová učinila v citované klasifikaci z r. 1974 (tab. 1) záslužnou práci v tom, že se svými skupinami porovnala termíny použité ve výzkumu brekcií do r. 1974. Od té doby se však objevila řada dalších termínů. Některé novější z nich jsou téměř krkolomné a nedávají ani přes zdánlivě vyčerpávající detailní charakteristiku, přesnou představu o tom, o jakou horninu jde. Např. termín „feldspathic fragment-laden impact melt breccia", používaný často Jamesovou (1980, 1981) i dalšími, tedy „brekcie s impaktní taveninovou základní hmotou obsahující živcové fragmenty", neříká, k čemu se vztahuje termín „feldspathic", zda jde o brekcii polymiktní či monomiktní, zda základní hmota je sklovitá, kryptokrystalická či holokrystalická apod.

Proto už v r. 1974 vedl tento stav některé badatele k závěru, že „prvým krokem v petrografickém výzkumu (rozumí se:

měsíčních hornin) musí být klasifikace založená na pozorovaných strukturách a mineralogii, tj. klasifikace petrografická" (Phinney et al., 1974, 1977; citát je od význačné skupiny zkušených lunárních odborníků).

Irving (1975, s. 363) vyslovil tento názor: „To (rozumí se: důraz na chemické

TAB. 1

Příklady klasifikace měsíčních brekcií z jediné lokality (Apollo 14); in Simonds et al. (1977)

Examples of the lunar breccia classification from sole locality (Apollo 14); in Simonds et al. (1977)

Chao et al. (1972):

1. regolitové brekcie: a) nešokované, pórovité
   b) kompaktní, nepórovité
   c) šokované
2. brekcie Fra Mauro: a) nemetamorfované nebo slabě metamorfované živcové brekcie
   b) středně metamorfované brekcie
   c) silně metamorfované (termálně metamorfní) brekcie, n — nešokované; s — šokované
3. brekcie přemístěné, bohaté sférulemi

Engelhardt et al. (1972):

1. brekcie bohaté sklem
2. brekcie chudé sklem, s úlomkovitou základní hmotou
3. brekcie chudé sklem, s krystalickou základní hmotou

Quaide — Wrigley (1972):

1. regolitové brekcie
2. bílé horninové brekcie
3. metamorfované brekcie

Wilshire — Jackson (1972):

C — homogenní krystalické horniny, metaklastické
F — fragmentální horniny
   F_1 — s převládajícími světlými klasty, základní hmota nesoudržná
   F_2 — s převládajícími světlými klasty, základní hmota slabě a středně soudržná
   F_3 — s převládajícími tmavými klasty, základní hmota nesoudržná
   F_4 — s převládajícími tmavými klasty, základní hmota slabě až středně soudržná

Simonds et al. (1977):

1. brekcie s krystalickou základní hmotou
   a) impaktní taveniny chudé klasty (subofitické, vyvřelé struktury)
   b) impaktní taveninové horniny s klasty (1—15 % klastů)
   c) brekcie Fra Mauro (> 15 % klastů)
2. brekcie se sklovitou základní hmotou
3. brekcie se světlou základní hmotou (fragmentální, bez rekrystalizace)

Jamesová (1977) navrhla tuto obecnou klasifikaci „pevninských" brekcií: regolitové brekcie, kataklastický anortozit, černé a bílé horniny, částečně natavené brekcie, světle šedé brekcie, modrošedé brekcie, termálně metamorfované brekcie, sklem chudé živcové brekcie, zelenošedé brekcie.

TAB. 2

Petrografická klasifikace měsíčních hornin (Phinney et al., 1977)
Petrographical classification of the lunar rocks (Phinney et al., 1977)

(Klasifikace je zaměřena na brekciovité horniny; podobně lze podrobněji rozpracovat i skupiny I a II)

I. *Hrubozrnné vyvřelé horniny* (srostlé krystaly, > 1 mm, typické pro zemské ekvivalenty) A. Plutonické horniny (anortozit, troktolit atd.) B. Kataklastické horniny (kataklastický anortozit atd.) C. Granulitické horniny (granulitický troktolit atd.)	Rané korové kumulátové horniny, některé z nich částečně drcené nebo metamorfované (annealed)
II. *Jemnozrnné vyvřelé horniny,* sklovité až jemnozrnné, < 1 mm, krystalické struktury, typické pro zemské ekvivalenty) A. „Mořské" bazalty (Fe-Mg-silikáty + opakní min. > 50 % a plagioklas < 50 % z minerálů, v podstatě žádný ortopyroxen) B. Pyroklastické horniny (agregáty sklovitého až devitrifikovaného popela) C. (?) Živcové bazalty (?) (plagioklas > 50 % z minerálů, ortopyroxen běžný — příklad: 14310, Apollo 15 KREEP, 68415)	obr. 5*** Taveniny z „mořského" nitra obr. 1. 2 obr. 3, 4 (14)
III. *Brekcie* (angulární až zakulacené reliktní úlomky v úlomkovité, krystalické nebo sklovité základní hmotě; polymiktní)	
A. Brekcie s úlomkovitou základní hmotou (bez švovitých mezizrnných kontaktů, bez prorůstajících „propletených" minerálů v základní hmotě nebo v krystalických strukturách) 1. Brekcie se světlou základní hmotou (seriální* distribuce horninových nebo minerálních úlomků) 2. Brekcie se sklovitou základní hmotou (zákl. hmota je z velké části ze sklovitých úlomků velikosti 0,5—2,0 μm)	obr. 6 Nepřetavené, drcené a smíšené brekcie, přímo vytvořené impaktním procesem (základní hmota není nikdy tvořena soudržnou taveninou, ačkoli může obsahovat četné úlomky skla); některé mohly prodělat více nebo méně následných procesů zahřívání obr. 8 (sféroidy)
B. Brekcie s krystalickou základní hmotou 1. Brekcie s krystalickou základní hmotou, s izometrickými plagioklasy v základní hmotě a) nízkometamorfní brekcie (zrnitostní distribuce je diskontinuitní; žádná tendence k mozaikové struktuře) b) vysokometamorfní brekcie (zrnitostní distribuce je diskontinuitní, minerály tvoří mozaikovou strukturu; silikáty jako pravidelné mnohostěny) c) poikilitické brekcie	obr. 11, 13 (obr. 12)
2. Brekcie s krystalickou základní hmotou, s tabulkovitými plagioklasy v základní hmotě	Brekcie odvozené z taveniny, vytvořené přímo impaktním procesem (základní hmota v určitém stádiu

Pokračovanie tab. 2

a) Brekcie s bazaltickou základní hmotou	vývoje byla tvořena téměř soudržnou taveninou)
a_1 bazaltické brekcie bohaté mezostázi** (základní hmota obsahuje plagioklas, olivín, 10 % kryptokrystalické mezostáze ze skla, fosfátů, opakních minerálů, pyroxenu nebo jiných akcesorií)	obr. 7 (klasty)
a_2 ofitické bazaltické brekcie	obr. 8 (mezihmota)
a_3 porfyrické bazaltické brekcie	obr. 9?
a_4 mikronoritické bazaltické brekcie	
a_5 (?) živcové bazalty (?)	
b) Brekcie s poikilitickou základní hmotou	
C. Brekcie se sklovitou základní hmotou původně aglutináty; základní hmota z kompaktního skla)	obr. 7
D. Brekcie s devitrifikovanou sklovitou základní hmotou	obr. 9?

* Termín pro plynulou řadu postupné zrnitosti, ne bimodální
** Termín pro mezerní hmotu v základní hmotě brekcií
*** Zařazení našich hornín ve Phinneyově et al. klasifikaci na obr. v této práci

složení) jistě platí i nadále, ale stalo se možným rovněž systematicky zvažovat podstatný podíl genetické informace, kterou nám poskytují struktury vzorků.

Stöffler et al. (1979, s. 656) jsou stejně kategorického názoru jako Phinney et al. (jejich úvaha se sice týká „pevninských" hornin, ale lze ji rozšířit i na ostatní skupiny hornin):

„Abychom vystihli složitost a mnohostadijní vývoj „pevninských" hornin, musí jako první kritérium pro klasifikaci posloužit *strukturní vlastnosti* (podtrženo autory), a ostatní parametry teprve v druhé řadě. Ačkoli některé z dřívějších klasifikací zastávaly tuto zásadu, nebylo jí dosud pro „pevninské" horniny použito jednotně. Tato neuspokojivá situace vedla k nomenklatuře, která je nevhodná, zmatená, nesrovnatelná s běžnou obecně geologickou praxí. Používání nejednotných kritérií... vedlo k nejednotné terminologii hornin. To zamezilo vývoj klasifikace, která by byla obecně přijata, byla jasná a srozumitelná pro lunární i pozemské badatele." Dodáváme ještě výrok Powella et al. (1980), kteří po intenzívním geochemickém výzkumu měsíčních hornin došli k závěru, že „je jasné, že strukturní kritéria jsou mnohem trvanlivějším indikátorem historie krystalizace než kritéria chemická".

Potřeba a nutnost petrografické klasifikace vyplynula i z toho, že celá řada měsíčních hornin je obsažena nebo i známa jen jako klasty v brekciovitých horninách, kde chemická charakteristika pro všechny klasty sotva může být k dispozici.

Po deseti letech měsíčního výzkumu dospěli badatelé k závěru, že je nutné pokusit se uvedený chaos odstranit; byl ustaven Komitét pro nomenklaturu měsíčních hornin při LPST (Lunar and Planetary Sample Team) v Houstonu pro vypracování klasifikace jednotlivých skupin hornin, jak uvádí Stöffler et al. (l. c., s. 657).

Cílem tohoto článku není podrobná klasifikace jednotlivých skupin, a jeho autorce ani není v úplnosti známo, jak tato komise ve své práci pokročila. Cílem je ukázat některé obecné problémy celkové klasifikace ve srovnání s klasifikací zemských hornin. Za tím účelem byly vybrány dvě souborné petrografické klasifikace, jedna z prvých od Phinneye et al. (1977, 1974, viz tab. 2) a pozdější, jednodušší, od Stöfflera et al. (1979, viz tab. 3).

V závěru se autorka tohoto článku pokusila podat klasifikační schéma s příklady (tab. 4) na základě čs. materiálu z Luny 16 a 20 a informaci o rozpracování některých klasifikací v jednotlivých hlavních skupinách.

Problém základního členění: „Kam s impaktity?"

Ze dvou nových genetických skupin hornin, jež byly v době vzniku klasifikace zemských hornin neznámé a o nichž byla vpředu řeč, můžeme celkem bez problémů zařadit horniny s kumulativními strukturami. Pokud jejich struktury nejsou blízké metamorfním, nečiní potíže jejich zařazení

TAB. 3
Klasifikace měsíčních hornin podle Stöfflera et al., 1979 (se zvláštním zřetelem k brekciovitým horninám)
Classification of the lunar rocks according to Stöffler et al., 1979 (with a special respect to brecciated rocks)

Skupiny	Podskupiny	Třídy
I. Vyvřelé horniny	1. vulkanické horniny obr. 1—3 2. plutonické horniny	různé krystalické struktury, včetně kumulátových hornin
II. Metamorfované horniny	obr. 11, 12, 13	poikiloblastické, granoblastické
III. Brekcie	1. monolitologické obr. 5	a) kataklastické horniny b) metamorfované kataklastické horniny
	2. dilitologické	c) žilné brekcie
	3. polylitologické obr. 6	d) regolitové brekcie e) brekcie s klastickou základní hmotou
	obr. 6	(bez taveniny) (s taveninou)
	obr. 7 (mezihmota)	f) brekcie s krystalickou základní hmotou — granulární — ofitickou až subofitickou — poikilitickou
	obr. 7 (sféroidy)	g) brekcie s hyalinní základní hmotou — se sklovitou základní hmotou
	obr. 9?	— s devitrifikovanou základní hmotou
	obr. 11, 12, 13	h) brekcie s metamorfní základní hmotou — granoblastickou — poikiloblastickou

k vyvřelým horninám.

Složitější je terminologie a klasifikace druhé „nové" petrogenetické skupiny hornin, označované jako „impaktity"; jsou to typické, převážně brekciovité horniny „pevninské" měsíční kůry. Jde však o problém obecný, týkající se i analogických hornin zemských.

Především jde o samotný *termín „impaktit"*. Je to termín genetický, odvozený z představy, že produkty šokových kráterů, nalézané zhruba od šedesátých let v některých kráterech kanadského štítu, západoevropské i skandinávské oblasti či sibiřského štítu, jsou produkty dopadu, „impaktu" mimoplanetárních těles, meteoritů. Vznik „impaktitů" v impaktním procesu je zčásti přičítán přímému účinku dopadu mimozemského tělesa (vyvržené či roztavené podložní horniny), zčásti účinkům tlakové vlny vyvolané dopadem. Jde tedy o horniny, které nelze geneticky přiřadit ani k horninám magmatickým, ani k sedimentárním, ba ani k metamorfním, pokud nepozměníme původní definici metamorfózy (tj. přeměny tlakem a teplotou v pevném stavu). Podrobněji jsou představy o vzniku impaktitů v naší literatuře nověji shrnuty v knize Boušky (ed.) „Přírodní skla" (nakl. Academia, Praha, v tisku), na niž odkazujeme. Z uvedené knihy je stejně jako z literatury o měsíčních horninách patrno, že termínů „impaktit", „impaktní proces", „impaktní metamorfóza" se užívá nejednotně, jednou jako synonyma termínů „šok", „šoková metamorfóza", jindy jako nadřazených pojmů. Nejednotnost vyplývá z nevyjasněné geneze hornin. Autorka tohoto článku patří k té méně početné skupině autorů, kteří o impaktu mimoplanetárním tělesem pochybují, a tedy i termín „impaktit" považují za nevhodný, ne-li zcestný. Proto stručně několik slov k tomuto problému.

Není pochyb o tom, že zjištění šokové metamorfózy, tj. přeměny hornin za extrémních tlaků, a s ní asociovaných hornin explozivní povahy patří k nejobjevnějším výsledkům petrogenetického výzkumu tohoto století. Je nesporné, že v měsíční i zemské kůře takový proces existuje, že vytváří specifickou skupinu hornin, dosud přehlíženou, a že může vést až ke vzniku tavenin změnou extrémní tlakové energie v tepelnou. Bylo to prokázáno i experimentálně (např. Kieffer et al., 1976; Schaal — Hörz, 1977 aj.). Přes dlouhotrvající dvacetiletou diskusi však autorka nepovažuje za vyřešený problém, zda přeměny vyvolané šokem mají příčinu v extraplanetárním impaktu, jak se domnívá většina badatelů, či zda mohou mít příčinu v některém dosud neprozkoumaném procesu endogenním. Jako jeden z vážných argumentů pro meteoritický impakt se mimo jiné uvádí, že produkty jsou analogické produktům dopadu bomb a že jsou v podstatě tedy experimentálně prokázány i v geologickém, nejen laboratorním měřítku. Méně však je známo, pokud to vůbec bude kdy publikováno, jak vypadají produkty způsobené nikoli dopadem, ale podzemním výbuchem. Sotva lze pochybovat o tom, že i podzemní výbuchy mohou vyvolávat šokovou metamorfózu a vznik explozivních produktů.

Že planetární tělesa mohla v počátečních stadiích vývoje prodělat bouřlivou degazaci v podobě plynných kryptoexplozí za extrémních tlaků, které vedly k brekciaci hornin a vzniku bezkomínových kryptoexplozivních kráterů, je představa přinejmenším stejně atraktivní a pochopitelná jako meteoritický impakt. A že si představu o energii i o hloubkovém dosahu a zdroji takové degazace sotva umíme vytvořit, toho důkazem jsou mnohem pozdější projektily kimberlitů; jejich pronikání z hloubky stovek kilometrů v podobě diatrem o průměru i jen několika desítek metrů, tvořených horninovými brekciemi, se vymyká všem našim geologickým představám. Domnívám se proto, že není přehnanou spekulací klást zdroj plynných kryptoexplozí i do větších hloubek než uvedené diatremy a v těchto hloubkách namísto v meteoritech hledat příčinu specifických geochemických anomálií. Tím lze odstranit i hlavní námitku proti dosavadní kryptoexplozivní teorii, která byla dosud geneticky spojována jen se specifickým (alkalickým, ultrabazickým, karbonatitovým apod.) typem vulkanismu (např. Currie, 1972; Kopecký, 1980). Ten nevyhovuje zcela ani geochemicky, a ani podmínky exploze nenaznačují potřebné extrémně vysoké tlaky (i když např. Kopecký, l. c. připomíná, že podle Petrova et al., 1971 jsou tlaky v centrálních intruzích srovnatelné s tlaky uvažovanými v typických impaktních kráterech).

Podle názoru autorky tohoto článku je nutno přiznat, že obě teorie jak extrapla-

netární impaktní, tak endogenní kryptoexplozívní, jsou stejně spekulativní, a že tedy obě tyto teorie mají přinejmenším stejné právo na existenci.

Z uvedených důvodů není třeba dávat pojmu „šoková metamorfóza" jinou náplň, než mu přísluší. Nelze jej zaměňovat s pojmem „impaktní metamorfóza", jak se běžně děje (srov. např. Stöffler, 1966; Chao, 1968; Bouška (ed.), l. c. aj.). Horniny by měli být označovány podle toho, co je dokázáno geologicky, petrograficky i experimentálně, a to jsou účinky šoku. Termín „impaktity" by bylo vhodné nahradit termínem „šokové horniny", je však natolik rozšířený, že se mu stěží lze vyhnout.

Dalším problémem je *zařazení šokových hornin* („impaktitů") do stávajícího petrografického systému. Ve velmi hrubém schematickém přehledu (podrobněji viz Bouška, ed., l. c., též James et al., 1974, 1977 a zvlášť dobrý přehled podává Stöffler et al., 1979 — s výstižnou petrografickou i geologickou i geologickou charakteristikou) jde o tyto hlavní skupiny hornin podle jejich strukturních znaků:

1. *Tlakově slabě přeměněné horniny* s izotropizovanými minerály, ale s dosud zachovanou původní strukturou horniny; takové horniny lze zařadit v klasifikaci podle původní struktury (např. maskelynitizovaný bazalt).

2. *Horniny brekciovité,* u nichž nelze vždy rozlišit, zda jde o horninu klastickou s přemístěnými klasty (tj. brekcii s. s.), či o horninu kataklastickou, tlakově rozdrcenou na místě.

3. *Natavené až přetavené horniny* — nejen skla, ale i horniny nově vykrystalované, obvykle kryptokrystalické nebo s jemnozrnnými taveninovými strukturami (nevhodně označované jako „rekrystalované"). Pokud takové horniny neobsahují klasty, anebo jen málo, pokud tedy nelze určit jejich původní brekciovitou či kataklastickou strukturu, patří už do skupiny hornin s „taveninovými strukturami", tj. se strukturami „magmatického typu". U takových hornin je těžké rozlišit, zda jde o taveniny endogenní s xenolity (xenokrysty), či o sekundární taveniny povrchové s reliktními klasty. Horniny zřetelně brekciovitého charakteru (zejména polymiktní) patří do skupiny brekcií.

4. Teplotními účinky mohou být shora popsané produkty *termálně metamorfovány,* rekrystalovány za vzniku blastických struktur. Horniny tohoto typu, označované též jako granulitické, jsou známy z Měsíce a meteoritů. Není mi známo, že by byly zjištěny v pozemských kráterech. Vznik těchto hornin je však intenzívně diskutován (např. Warner et al., 1977; Winzer et al., 1977; James — Hammarstrom, 1977; Bickel — Warner, 1978). Není shoda ani o zdroji teploty a tlaku, ani o časovém vztahu rekrystalizace a natavení (natavení jako nejvyšší stádium metamorfózy, nebo naopak metamorfóza působivší na šokované až natavené, přetavené horniny).

Existují tedy celkem dvě možnosti, jak zařadit měsíční horniny do petrografického systému: buď jako novou samostatnou genetickou skupinu, nebo je začlenit k hlavním dosavadním petrografickým skupinám podle převládajícího strukturního charakteru, jak bylo výše naznačeno. Ze všech dosavadních schémat měsíčních hornin vyplývá, že autoři dali přednost druhé možnosti, i když s některými úpravami. S takovým přístupem lze souhlasit zejména proto, že umožňuje snazší komparaci se zemskými horninami.

Z uvedeného schematického přehledu hornin je patrno, že některé šokové horniny lze začlenit podle kritérií klasifikace zemských hornin bez problémů, jiné jen s obtížemi. Celkem bez nesnází lze podle struktury zařadit ke klastickým horninám brekcie — zřejmě proto, že i pro zemské

horniny má tento termín širší náplň (nejen pro horniny sedimentární, ale též vulkanické, popř. kataklastické). Největší nesnáze působí horniny 3. skupiny — natavené a přetavené horniny se strukturami magmatického typu. Zařazení do stávajícího systému je možné jen za předpokladu, že termíny „horniny magmatického typu" (igneous textured rocks), či „horniny taveninové" (melt rocks) chápeme jako termíny negenetické (srov. diskusi na str. 274). Je zřejmé, že některé z naznačených problémů terminologie nelze řešit bez pomoci nomenklatorických komisí měsíčních hornin.

Petrografické klasifikace měsíčních hornin podle schémat Phinneye et al. a Stöfflera et al.

V tab. 2 a 3 jsou uvedena dvě schémata petrografické klasifikace měsíčních hornin. Prvou, starší a Stöfflerem et al. kritizovanou klasifikaci Phinneye et al. uvádíme proto, že jde o jeden z prvých pokusů o ucelený petrografický systém, a také proto, že byla publikována jak v ruském jazyce (1974), tak i později v anglickém překladu (1977).

Phinney et al. kromě toho stanovili i základní hlediska své klasifikace:

1. Terminologie musí být založena především na studiu výbrusů.

2. Pokud je to možné, používá se názvů hornin a terminologie existující pro zemské horniny.

3. Pokud existuje více termínů pro určitou specifickou horninu, je použito termínu s nejmenší genetickou dvojznačností.

4. Nevymýšlejí se nové názvy.

5. Používá se termínů s nejnižším stupněm genetického aspektu, pokud se mu nelze vyhnout.

6. Zařazení horniny musí být možné na základě binokulární a petrografické mikroskopie a nevyžaduje chemických a izotopických údajů, které jsou ostatně k dispozici jen pro malý počet vzorků či frakcí vzorků, pro něž jsou k dispozici výbrusy.

Je třeba kladně hodnotit, že podobných zásad se přidržovali i Stöffler et al., a podle obou klasifikací lze prakticky pro každou měsíční horninu najít příslušnou přihrádku. Je přirozené, že u některých skupin hornin, o nichž bude řeč dále, můžeme být na rozpacích, ale to není specifikum jen měsíčních, ale i určitých zemských hornin, a to i tak rozšířených, jako je např. granit, či bazika s ním spojená.

Obě klasifikace jsou pokusem o ucelenou petrografickou klasifikaci, podrobněji zaměřenou k horninám brekciovitým. Podobně jako pro brekciovité horniny lze rozpracovat detailněji i terminologii vyvřelých, popř. metamorfovaných hornin. To by však vyžadovalo samostatnou stať, a kromě toho se, jak bylo výše uvedeno, na klasifikaci jednotlivých skupin hornin pracuje. Některé příklady jsou uvedeny v závěru článku. Uvedená schémata však plně postačují k tomu, aby na nich mohly být ukázány některé hlavní problémy klasifikace základních skupin měsíčních hornin.

Ze srovnání obou klasifikací v tab. 2 a 3 je patrno, že obě skupiny autorů přistoupily odlišně k *hlavnímu schématu klasifikace*. Phinney et al. vymezili jen dvě základní skupiny hornin: horniny vyvřelé a brekcie, přičemž považovali za vhodné rozdělit vyvřelé horniny rovnocenně s brekciemi na plutonické a vulkanické; metamorfované horniny začlenili do těchto tří skupin. Skrývají se jednak ve skupině hornin plutonických pod pojmem „granulitické horniny" (I. C), jednak ve skupině hornin brekciovitých (III. B. 1). Je to asi tak, jako bychom v klasifikaci zemských hornin zařadili ortometamorfity do skupiny hornin vyvřelých a parametamorfity do skupiny hornin sedimentárních.

Stöfflerova skupina se naopak přidržela „pozemského schématu" a vyčlenila shodně s ním tři hlavní skupiny hornin: vyvřelé, metamorfované a brekciovité (tj. klastické). V rámci hlavních skupin i v jejich detailnějším dělení se Stöffler et al. přidržovali podle možnosti jednotného hlediska, a to hlediska strukturního. Naproti tomu klasifikace Phinneyova et al., podobně jako řada dalších schémat a klasifikací, mají hlavní nedostatek v tom, že používají nesouřadných, a často velmi různorodých kritérií i v jedné podskupině.

Z tab. 2 je patrno, že je to jednak kritérium zrnitosti (skupina I, II), jednak v rámci skupiny kritérium zčásti genetické, či strukturně genetické (plutonické, kataklastické, granulitické horniny). Ve skupině II je použito hlediska regionálního („mořské" bazalty), mineralogického (živcové bazalty"), strukturně genetického („pyroklastické" horniny), ve skupině III barvy (III. A. 1, 2), krystalinity základní hmoty (III, A, B) apod. Stöffler et al. tato hlediska kritizovali, ale ani oni se neubránili určité nejednotnosti.

Phinney et al. rozdělili *vyvřelé horniny* na plutonické a vulkanické podle zrnitosti a složení. Do obou skupin řadí horniny s magmatickými strukturami předpokládaného endogenního původu. O problému zrnitosti v této skupině byla řeč výše — jde o tentýž problém jako u pozemských hornin. Zrnitostně ani strukturně však do skupiny plutonických hornin v žádném případě nepatří metamorfované horniny, označené jako granulitické (viz následující kapitolu), a ani většina kataklastických hornin, které si jen zřídka zachovávají svou hrubozrnnou strukturu. Navíc je v obou skupinách velmi obtížné při velké jemnozrnnosti a tvarové podobnosti mafitů (pyroxenů, olivínu) určit původní charakter horniny.

Největší nesnáze v klasifikaci takto pojaté však působí skupina výše zmíněných tzv. „živcových čedičů" — ne tak z hlediska mineralogického složení (hranici 50 % plagioklasů lze považovat za rozumnou), jako z hlediska geneze. Chemicky jde o nejrůznější typy bazaltů bohatých Al, označované podle dalších znaků jako Al-bazalt, VHA-bazalt, LKFM-bazalt, KREEP-bazalt; souhrnně též méně jasně jako horniny FIIR, „pevninský" či „nemořský" bazalt. Většinou patří tyto horniny k „pevninským" horninám, ale existují i „mořské" Al-bazalty (Kurat et al., 1976). Mohou to být horniny různého původu: může jít o endogenní jemnozrnnější ekvivalenty „pevninských" hornin skupiny ANT, o vulkanické „nemořské" bazalty, např. typu KREEP, o vulkanické „mořské" hlinité bazalty a o bazaltické horniny vzniklé přetavením šokovaných hornin. V posledním případě může jít i jen o fragmenty základní hmoty hrubozrnných brekcií až megabrekcií (srov. např. Phinney et al., 1977, s. 99). Tato nejistota, jak živcové bazalty zařadit, se v tab. 2 projevuje nejen otazníkem, ale i začleněním na dvou místech v klasifikaci. Paradoxní je, že perfektní struktury „magmatického typu" mají právě ty horniny („živcové bazalty"), které jsou pokládány za druhotně („impaktně") přetavené („melt rocks") a do skupiny vulkanických de facto nepatří. Stöffler et al. se problémy klasifikace vyvřelých hornin blíže nezabývají.

Vymezení *skupiny metamorfovaných hornin* Stöfflerem et al. lze vítat, i když s některými výhradami. Rozdělení na dvě třídy podle typu struktury (granoblastické, poikiloblastické) nepodává dostatečný přehled o tom, jaké horniny z předešlých skupin mohou být metamorfovány. Z klasifikace Stöfflerovy et al., stejně jako z Phinneyovy et al., zcela vymizela skutečnost, že existují i metamorfované bazaltické horniny. Je třeba též poznamenat, že rozlišení metamorfních „granulitických hornin" (souborný název pro granoblas-

tické „rohovcové" až poikiloblastické) od „granulárních" (kumulativních panalotriomorfního charakteru až poikilitických) není vždy jednoduché (srov. Bickel — Warner, 1978, s. 633). Za znak metamorfní rekrystalizace se pokládá polygonální mozaikové omezení minerálů, zejména zjištění tzv. trojného bodu (tripple junction), tj. znaky procesu „annealing" (tj. zpevnění, ztužení horniny při postupném ochlazování po zahřívání při relativně vysokých teplotách, ale v subsolidu), a dále ekvilibrace minerálního složení (minerály stejného složení, bez zonálnosti, apod.). Proto i brekcie s metamorfní základní hmotou (zařazené do skupiny III. B. 1.a, b v tab. 2 a do třídy III. h v tab. 3) patří podle názoru autorky tohoto článku do skupiny metamorfovaných hornin.

Ve skupině *brekcií se* obě diskutované klasifikace výrazně liší. Klasifikace Phinneyova et al. je značně nepřehledná, ale je z ní dobře patrna mikrostrukturní variabilita v té skupině měsíčních brekcií, které se liší od zemských nejvíce a které jsou pokládány za typické „impaktity". Jsou to tzv. brekcie s krystalickou základní hmotou, tj. brekcie, jejichž základní hmota má strukturu magmatického typu. Správněji by měly být označovány jako brekcie s „taveninovou" základní hmotou, protože i brekcie s metamorfní „granulitickou" základní hmotou jsou de facto krystalické (tab. 2, III. B). Nověji se však ustálila terminologie použitá též Stöfflerem et al., tj. taková, že jako brekcie s krystalickou základní hmotou jsou označovány jen brekcie prvé skupiny („taveninové" — třída III. f v tab. 3), a brekcie s metamorfní základní hmotou jsou oddělovány jako skupina samostatná (třída III. h v tab. 3). V klasifikaci v tab. 2 se brekcie s metamorfní základní hmotou skrývají ve skupině III. B. Rovněž vyčlenění brekcií s devitrifikovanou základní hmotou do samostatné skupiny III. D v tab. 2 není vhodné, protože nelze vždy poznat, zda kryptokrystalická (dendritická) struktura je produktem krystalizace z taveniny či devitrifikace (srov. též Palivcová, 1986). Zařazení živcových bazaltů do skupiny brekcií s otazníkem bez dalšího vysvětlení postrádá logiku. Zařazení sklovitých brekcií do dvou skupin je sice problematické, je však těžké se mu vyhnout. Je totiž třeba činit rozdíl mezi brekcií, jejíž základní hmota je výsledkem přetavení a rychlého utuhnutí (tedy typem geneticky patřícím ke skupině krystalických brekcií), a mezi brekcií vznikající napadáním klastů do sklovitě utuhlé taveniny, či regolit stmelený sklem.

Klasifikace brekcií Stöfflerova et al. v tab. 3 je jednodušší, přehlednější; za účelné považuji zařazení kataklastických hornin do skupiny brekciovitých hornin. Rozlišení monomiktních (monolitologických) a polymiktních (polylitologických) brekcií je sice žádoucí, ale ne vždy možné. Např. při silnější brekciaci těžko mikroskopicky rozlišíme podle struktury a složení zda brekcie anortozitického složení je polymiktní, složená z různých typů anortozitických hornin, nebo monomiktní s. s., tj. s přemístěnými klasty, popř. kataklázovaná in situ. Tím spíše je obtížné určit monomiktní či polymiktní charakter, má-li brekcie metamorfní či krystalickou základní hmotu. Z těchto důvodů, lze pokládat i skupinu dilitologických brekcií za zbytečnou. Brekcie s metamorfovanou strukturou základní hmoty je podle názoru autorky tohoto příspěvku lépe zařadit do skupiny hornin metamorfních, jak bylo zdůvodněno výše. Termín regolitová brekcie ukazuje, že ani Stöfflerovi et al. se nepodařilo dodržet jednotné (strukturní) hledisko; jde ve skutečnosti o brekcii se sklovitou nebo převážně sklovitou základní hmotou. Až na několik těchto poznámek lze klasifikaci brekcií Stöfflerovu et al. považovat za zdařilou.

TAB. 4
Schéma základních petrografických typů hornin
(s přihlédnutím ke stupni krystalinity)

I. *Horniny se strukturami magmatického („taveninového") typu* (obr. 1—4)
1. holokrystalické
a) hrubozrnné (přibl. > 1 mm) 1a, b = strukturní ekvivalenty plutonitů (většinou kumulativní struktury)
b) jemnozrnné (přibl. < 1 mm) 1b, 2, 3 = strukturní ekvivalenty vulkanitů (většinou bazaltické struktury)
2. hemikrystalické
3. kryptokrystalické až sklovité

II. *Brekciovité horniny* (obr. 5—9)
1. Kataklastické horniny (monomiktní, monolitologické brekcie) — lze-li strukturu či mineralogické složení určit, označují se názvy plutonitů (kataklastický anortozit, troktolit atd.)
2. brekcie s klastickou (detritickou) základní hmotou (většinou polymiktní, polylitologické) — zpevněné, slabě zpevněné
3. brekcie se sklovitou základní hmotou
a) aglutináty, regolitové brekcie
b) brekcie s hyalinní základní hmotou
4. brekcie s krystalickou („taveninovou") základní hmotou
a) s holokrystalickou
b) s hemikrystalickou
c) s kryptokrystalickou až sklovitou (hyalinní, viz II. 3.b) základní hmotou

III. *Metamorfované horniny* — blastické, rekrystalované v pevném stavu (struktury mohou být granoblastické, poikiloblastické, nebo obojí smíšené; obr. 10—14)
1. metamorfované horniny vyvřelého typu („metaigneous" rocks) (např. metagabro, metabazalt ap.)
2. metamorfované brekciovité horniny
a) metamorfované kataklastické horniny
b) metamorfované brekcie s původní klastickou základní hmotou
c) metamorfované brekcie s původní krystalickou až sklovitou základní hmotou
3. specifické typy metamorfovaných hornin: maskelynitizované, slinuté, devitrifikované horniny apod. (většina autorů devitrifikaci přičítá metamorfním účinkům).

Schéma klasifikace hornin s přihlédnutím ke stupni krystalinity

V tab. 4 se autorka tohoto článku pokusila přiblížit čtenáři představu o charakteru měsíčních hornin tak, aby srovnání s horninami zemskými v hlavních skupinách i v jejich celku bylo co nejsnazší. Toto schéma si v žádném případě nečiní nárok na novou klasifikaci; ve výzkumu měsíčních hornin bude nutno přidržovat se návrhů výše zmíněného komitétu a doufat, že se to podaří alespoň tak, jako z iniciativy Streckeisenovy u zemských vyvřelých hornin.

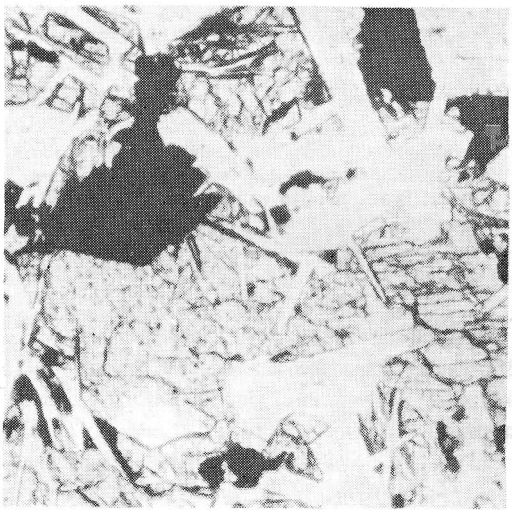
Smyslem tohoto přehledu je ukázat základní skupiny hornin pokud možno podle kritérií, podle nichž posuzujeme i horniny zemské. Je tedy použito ve shodě se Stöfflerem et al. základního schématu rozdělení na tři skupiny: horniny vyvřelé (resp. se strukturami „vyvřelého" typu) — I, horniny klastické (brekciovité) — II a horniny metamorfované — III. V rámci těchto skupin je pak v prvé skupině použito kritéria stupně krystalinity (holokrystalické, hemikrystalické, kryptokrystalické až sklovité). Tohoto členění lze využít i v klasifikaci jedné z důležitých skupin brekciovitých hornin (II. 4) a toto kritérium

umožňuje zařadit i ty fragmenty, u nichž nemůžeme určit, zda představují základní hmotu přetavených brekcií, či taveniny endogenního původu. Ve shodě se Stöfflerem et al. jsou horniny kataklastické zařazeny do skupiny brekciovitých hornin. Ve skupině hornin metamorfovaných považuje autorka za důležité ukázat, že obě předešlé hlavní skupiny (I i II) mohou být metamorfovány, i když o sukcesi procesů metamorfózy a brekciace se lze v některých případech přít.

Příklady hlavních typů hornin podle klasifikačního schématu v tab. 4 jsou ukázány na mikrofotografiích výbrusů čs. vzorku z Luny 16 a 20 (obr. 1—14). Všechny mikrofotografie zhotovila Matějková. V popisu mikrofotografií je uvedeno i srovnání s klasifikacemi podle tab. 2 a 3.

Ani ve schématu uvedeném v tab. 4 se nelze vyhnout některým nedůslednostem, o nichž byla vpředu řeč.

Pro označení celé *skupiny* I (obr. 1—4) je obtížné nalézt vhodný termín. Od hornin endogenního původu (plutonických, vulkanických) nelze dobře rozlišit horniny vzniklé ze sekundární („impaktní") taveniny. Nejvhodnější by bylo označení „horniny se strukturami taveninového typu" (melt rocks). Takové negenetické pojetí sice někteří autoři podporují (Powell et al., 1975; Irving, 1975), avšak většina autorů dává termínu genetickou náplň a pod pojmem „melt rocks" rozumí právě horniny ze sekundární, „impaktní" taveniny. Skupina byla proto bez ohledu na původ tave-

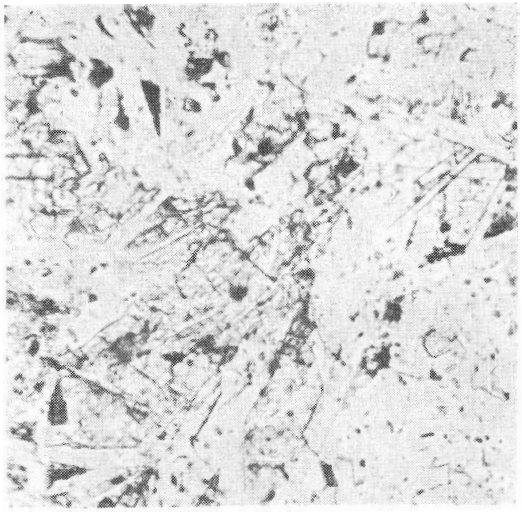


Obr. 1. Hrubozrnný holokrystalický bazalt (dolerit, mikrogabro) s ofitickou strukturou z ilmenitu, klinopyroxenu a bazických plagioklasu. Výbrus 1_1, úl. 16—1001, 200×. I. 1. a až 1. b v tab. 4 (II. A v tab. 2; I. 1 v tab. 3)

Fig. 1. Coarse-grained holocrystalline basalt (dolerite, microgabbro) with ophitic texture, composed of ilmenite, clinopyroxene and basic plagioclase. Thin section № 1_1, fr. 16—1001, magn. ×200. I. 1. a to 1. b in Tab. 4 (II. A in Tab. 2; I. 1 in Tab. 3)

Obr. 2. Středně zrnitý holokrystalický ilmenitový bazalt s ofitickou subporfyrickou strukturou. Výbrus 1_1, úl. 16—1002, 230×. I. 1. b v tab. 4 (II. A v tab. 2; I. 1 v tab. 3)

Fig. 2. Medium-grained holocrystalline ilmenite basalt with ophitic subporphyritic texture. Thin section № 1_1, fr. 16—1002, magn. ×230. I. 1. b in Tab. 4 (II. A in Tab. 2; I. 1 in Tab. 3)



Obr. 3. Velmi jemnozrnný holokrystalický až hemikrystalický „živcový bazalt" s typickou ofitickou až intersertální strukturou, s malým množstvím opakních spinelidů a akcesorickou izotropní mezostází (tmavé trojúhelníčky). Výbrus 20_{31}, úl. 20—20105, 540×. I. 2 v tab. 4 (II. C v tab. 2; I v tab. 3)

Fig. 3. Very fine-grained holocrystalline to hemicrystalline "feldspathic basalt" with a typical ophitic to intersertal texture, with a small amount of opaque spinelides and accessory isotropic mesostasis (dark small triangles). Thin section № 20_{31}, fr. 20—20105, magn. ×540. I 2 in Tab. 4

Obr. 4. Jemnozrnný kryptokrystalický až sklovitý živcový bazalt (vitroofitický) z plagioklasů a dendritické mezihmoty. Vytváří velký klast v regolitové (sklovité) brekcii. Výbrus 2_2, úl. 16—2008, 490×. I. 3 v tab. 4 (II. C v tab. 2; I v tab. 3)

Fig. 4. Fine-grained cryptocrystalline to hyaline feldspathic basalt (vitroophitic) composed of plagioclases and dendritic interstitial material. It forms a large fragment in regolite (glassy) breccia. Thin section № 2_2, fr. 16—2008, magn. ×490. I. 3 in Tab. 4 (II. C in Tab. 2; I in Tab. 3)

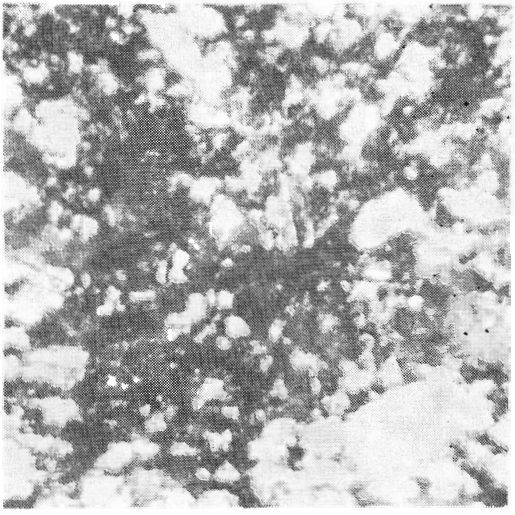
niny označena jako *„horniny se strukturami magmatického typu"*. Jde o neobratný termín místo termínu „igneous-textured rocks", kterého se novější častěji používá namísto jednoznačného „vyvřelé horniny". Některým autorům se však i termín „igneous-textured" zdá příliš „endogenní" (Irving, 1975). Na obr. 1 a 2 jsou ukázány dva příklady holokrystalických vulkanických bazaltických hornin „mořského" charakteru ze skupiny I. 1, na obr. 3 a 4 jsou příklady jemnozrnných živcových bazaltů ze skupiny I. 2 a I. 3, tj. hornin, jimž řada autorů přisuzuje vznik sekundárním přetavením. Horniny skupiny I mají dvojí základní typ struktur: kumulativní struktury u hornin považovaných za plutonické a různé bazaltické struktury u hornin považovaných především za vulkanické, popř. přetavené. Z tab. 4 je patrno, že i tato podskupina hornin (I. 1. b) může být holokrystalická a relativně hrubozrnná, což způsobuje nesnáze, použijeme-li zrnitostní klasifikace. Problém byl diskutován výše v souvislosti s petrochemickou klasifikací. Komplikuje se tím, že neznáme geologickou pozici zkoumaných hornin. Proto se autoři návrhů klasifikace raději omezovali na určitou, regionálně vymezenou skupinu hornin. Např. Bickel, Warner (1978) klasifikují „pevninské" vyvřelé horniny (pluto-

nické), označujíce je podle šokového ovlivnění a zrnitosti takto: I/I (= igneous rocks) a IS (= igneous shocked rocks); oboje pak rozdělují na hrubozrnné (> 1 mm) a jemnozrnné (< 1 mm). Uvedení autoři propracovali též petrograficko-mineralogickou klasifikaci skupiny ANT takto: A — anortozit, > 90 % plag.; GA (TA, NA) — gabrový (troktolitický, noritický) anortozit, 95—77,5 % plag.; AG (AT, AN) — anortozitické gabro (anortozitický troktolit, norit), 77,5—65 % plag.; G (T N, D) — gabro (troktolit, norit, dunit), < 65 % plag. Nejrozšířenější jsou skupiny GA a AG (každá zastoupena kolem 40 %), ostatní představují jen asi 20 %.

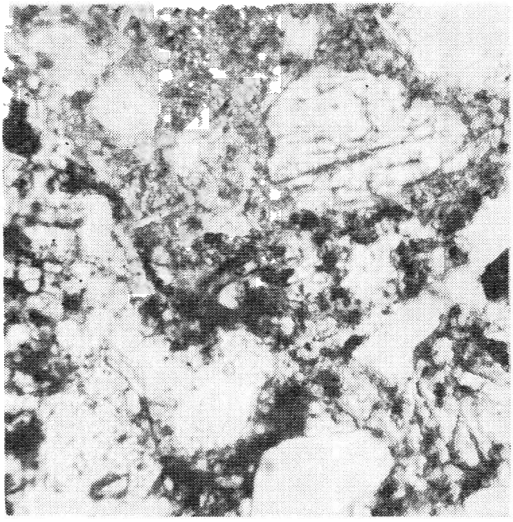
Detailnější petrografické klasifikace vulkanických hornin jsou propracovány u skupiny „mořských" bazaltů (zejména podle hornin z Apolla 11 a12), zprvu podle mineralogického složení (např. olivinické pigeonitické bazalty, ilmenitické bazalty, živcové bazalty — James — Wright, 1972) nebo podle struktur, ale v kombinaci s chemismem (např. Warner, 1971, nověji Beaty — Albee, 1978a, b); rozlišují se: skupina A — bazalty s vysokým obsahem draslíku; skupina B — bazalty s nízkým obsahem draslíku: B_1 — bohaté cristobalitem, bez olivínu; B_2 — málo cristobalitu, málo olivínu; B_3 — hodně cristobalitu, hodně olivínu; B_4 — málo cristobalitu (obsah cristobalitu max. do 7 %, olivínu do 5 %). Klasifikační kritéria se značně liší pro jednotlivé lokality a jsou velmi nesouřadná. Příkladem mohou být bazalty z Apolla 16 podle Warnera et al. (1973): porfyrické, slinuté, metamorfované, mafické — a podobných rozmanitých členění by bylo možno uvést celou řadu. Není proto divu, že se daleko více ujala klasifikace chemická: Fe-bazalt, Ti-bazalt, FETI-bazalty, Mg-bazalt, Al-bazalt, VHA-bazalt, nízkodraselný a vysokodraselný bazalt, kvarcnormativní bazalt, popř. regionální FM-bazalt, LKFM-bazalt. Ani tyto termíny však nejsou vždy zpřesněny, často se překrývají.

Pokusy o ucelenou klasifikaci měsíčních magmatických hornin představují dva návrhy: Engelhardta — Stengelina z r. 1979 a Bogatikova et al. z r. 1985. Prvá klasifikace je petrochemická a vychází z Rittmannovy normy, blíže se jí proto zabývat nebudeme. Za zmínku stojí, že vychází ze souboru 678 analýz a že uvádí přehled názvů magmatických hornin (celkem 70) a jejich struktur (celkem 60) popsaných v literatuře.

Bogatikov et al. (1985) zdůrazňují komplexnost kritérií a vhodnost základních principů klasifikace zemských hornin, tj. chemických, modálně mineralogických a geologických znaků. Vycházejí ze zhodno-



Obr. 5. Téměř monomiktní živcová brekciovitá hornina, představující velké kataklázované zrno plagioklasu původní anortozitické horniny s akcesorickým obsahem drobných mafitů. Výbrus 8_2, úl. 16—800, 540×. II. 1 v tab. 4 (I. B v tab. 2; III. 1. a v tab. 3)
Fig. 5. Almost monomict feldspathic brecciated rock representing a large cataclastic grain of plagioclase originally from anorthositic rock a small content of accessory mafites. Thin section № 8_2, fr. 16—800, magn. ×540. II. 1 in Tab. 4 (I. B in Tab. 2; III. 1. a in Tab. 3)



Obr. 6. Polymiktní brekcie dvojí až trojí generace. Větší část obrázku odpovídá brekcii s detritickou klastickou až sklovitou základní hmotou s úlomky různých minerálů a hornin. Horní část obrázku je polymiktní světlá brekcie s kryptokrystalickou základní hmotou s úlomky pyroxenu, plagioklasu i klastických hornin (mimo obr.). Výbrus 9_5, úl. 16—9116, 360×. II. 2 v tab. 4 (III. A v tab. 2; III. 3. d nebo 3. e v tab. 3)

Fig. 6. Polymict breccias of two to three generations. The greater part of the figure corresponds to a breccia with detritic clastic to glassy groundmass with fragments of various minerals and rocks. The top part of the figure is a polymict light breccia with cryptocrystalline groundmass composed of fragments of pyroxene, plagioclase and also clastic rocks (off the figure). Thin section № 9_5, fr. 16—9116, magn. ×360. II. 2 in Tab. 4 (III. A in Tab. 2; III. 3. d or 3. e in Tab. 3)

cení cca 600 analýz hornin. Ani jejich klasifikace není tedy čistě petrografická. Mají námitky proti normativní klasifikaci, protože často nesouhlasí s modem a zastírá důležité petrogenetické znaky (např. přítomnost geneticky důležitého minerálu ap.). Autoři vypracovávají velmi podrobnou hierarchii termínů obecné systematiky magmatických hornin (typ, třída, skupina, řada, rod). Vycházejí ze základního petrochemického dělení hornin podle obsahu SiO_2 na horniny ultrabazické, bazické, intermediární a kyselé, přičemž hlavní pozornost věnují horninám bazickým. Základním výchozím diagramem pro jejich nomenklaturu bazických hornin je obdoba klasifikačního diagramu zemských vulkanických hornin podle alk/SiO_2, kde alkálie jsou nahrazeny MgO jako nejvýznamnější složkou měsíčních hornin. V rámci tohoto členění pak používají dalších jednoduchých petrochemických koeficientů a mineralogické charakteristiky. Ve skupině bazických hornin rozlišují dvě hlavní skupiny vulkanických hornin (1. pikrobazalty a pikrodolerity, 2. bazalty, dolerity) a tři hlavní skupiny plutonických hornin (1. olivinické melagabroidy, 2. gabroidy, 3. anortozity). Společně pak popisují podřízené horniny ultrabazické, intermediární a kyselé (dunity — olivinity, peridotity, křemenné diority, granity a ryolity).

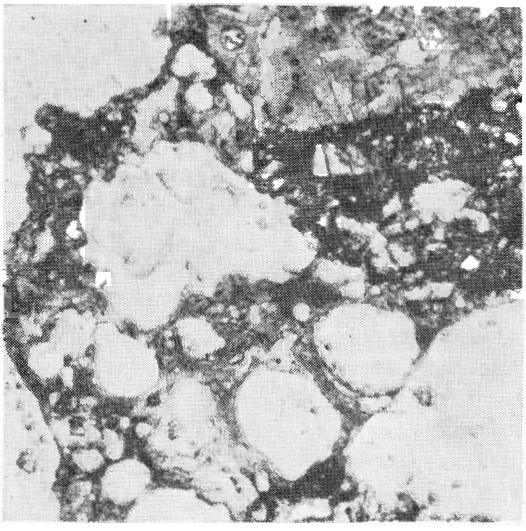
Problému hranice gabro — bazalt — dolerit se autoři vyhýbají a velmi málo zdůrazňují jemnozrnný charakter „pevninských" hornin, spojený s problémem endogenní či sekundární taveniny. Pokud je možno určit modus, navrhují přidržet se klasifikace zemských hlubinných hornin. Na rozdíl od většiny dosavadních autorů se uvedený návrh ostře staví proti termínům kombinovaným s adjektivem utvořeným z jiného horninového druhu (např. anortozitické gabro apod.), které jsou v měsíční literatuře běžné a kterých používají např. Stöffler et al. (1980) či Engelhardt — Stengelin (1979) a většina dalších autorů. Klasifikace by vyžadovala detailnější rozbor v samostatné stati.

Výše byly uvedeny příklady, jak rozmanitě byly klasifikovány *brekciovité horniny*, vyčleněné v tab. 4 do skupiny II (obr. 5—9). Autorka tohoto článku se plně shoduje se Stöfflerem et al. v tom, že právě tuto skupinu je nutno klasifikovat zjednodušeně především podle petrografic-

kých kritérií, kterými jsou jednak povaha klastů (monomiktní — polymiktní, resp. monolitologické, polylitologické), jednak povaha základní hmoty, a dále v tom, že do skupiny brekciovitých hornin je třeba zařadit i horniny kataklastické. Tyto horniny, zařazené v tab. 4 do skupiny II. 1 (obr. 5), odpovídají monomiktním (resp. monolitologickým) brekciím. Lze-li původní charakter horniny určit, nic nebrání tomu použít termínů plutonických hornin: kataklastický anortozit, norit atd.). Ostatní skupiny brekcií ve skupině II odpovídají brekciím s. s., tj. brekciím, u nichž se předpokládá přemístění klastického materiálu. Přemístění materiálu nelze někdy vyloučit, resp. rozeznat, ani u monomiktních brekcií.

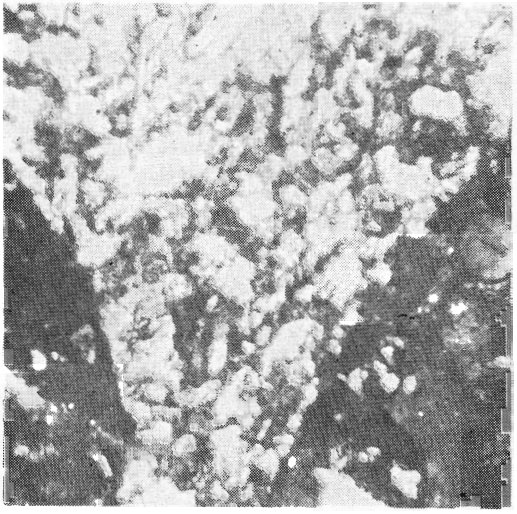
Brekcie s klastickou (detritickou) základní hmotou (skupina II. 2, obr. 6) jsou převážně polymiktní (polylitologické) a lze je členit do dalších podskupin podle různých hledisek: zpevněné — nezpevněné; světlé — tmavé; s částečnou taveninou — bez taveniny apod.

Brekcie se sklovitou základní hmotou (skupina II. 3), jsou dvojího charakteru; byla o nich řeč v předešlé kapitole. Podskupina II. 3. a představuje úlomky stmelené tmavým sklem, zachycené a napadané do skla, aglutináty, sklem zpevněný regolit. Na obr. 7 je typická brekciovitá struktura pórovitého aglutinátu. Na obr. 8



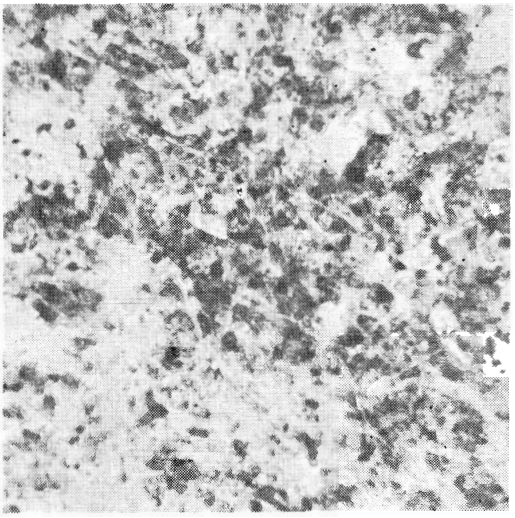
Obr. 7. Část aglutinátu tvořená spečenými klasty rozmanitých brekcií, s klastickou, sklovitou, silně pórovitou i kryptokrystalickou (šedou) základní hmotou. Výbrus 4_7, úl. 16—4018, 130×. II. 3. a v tab. 4 (III. C v tab. 2; III. 3. g ? v tab. 3)

Fig. 7. A part of agglutinate composed of welded fragments of various breccias with clastic and glassy, heavy porous and also cryptocrystalline groundmass (grey). Thin section № 4_7, fr. 16—4018, magn. ×130. II. 3. a in Tab. 4 (III. C in Tab. 2; III. 3. g ? Tab. 3)



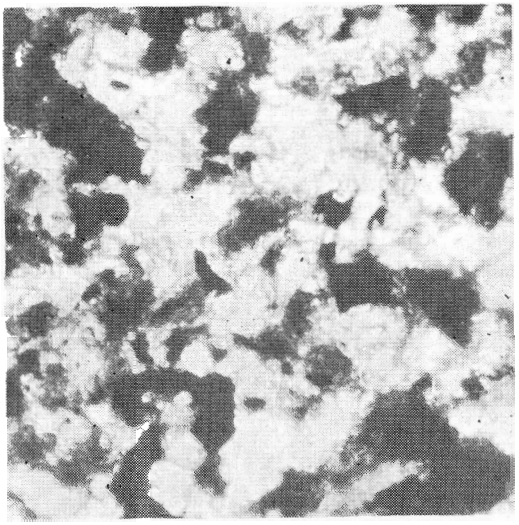
Obr. 8. Brekcie s hemikrystalickou základní hmotou v partii mezi výseky dvou sféroidů, které samy jsou tvořeny brekcií se sklovitou základní hmotou. Výbrus 20_{45}, úl. 20—20146, 360×; polaroidy X. II. 4. b v tab. 4 (III. B. 2 v tab. 2; III. 3. f v tab. 3) — mezihmota; II. 3. 2 v tab. 4 (III. A. 2 v tab. 2; III. 3. d v tab. 3) — sféroidy

Fig. 8. Breccias with hemicrystalline groundmass in the area between sections of two spheroides, which are composed of breccia with glassy groundmass. Thin section № 20_{45}, fr. 20—20146, magn. ×360, crossed nicols. II. 4. b in Tab. 4 (III. B. 2 in Tab. 2; III. 3. f in Tab. 3) — interstitial material; II. 3. 2 in Tab. 4 (III. A. 2 in Tab. 2; III. 3. d in Tab. 3) — spheroides



Obr. 9. Jemnozrnná brekcie s kryptokrystalickou základní hmotou (čárkovité novotvořené plagioklasy), kterou lze interpretovat buď jako taveninovou nebo jako původně sklovitou devitrifikovanou. Výbrus 2_5, úl. 16—2023, 390×. II. 4. c v tab. 4 (III. D ? v tab. 2; III. 3. g ? v tab. 3)

Fig. 9. Fine-grained breccias with cryptocrystalline groundmass (dashed new-formed plagioclases), which can be interpreted either as melt-textured or divitrified. Thin section № 2_5, fr. 16—2023, magn. ×390. II. 4. c in Tab. 4



Obr. 10. Ilmenitový metabazalt. Původní subofitická struktura je poněkud rozrušena kataklázou a hornina pak slabě metamorfována. Rekrystalizace je nejlépe patrna na pyroxenu (šedě). Výbrus 2_8, úl. 16—2059, 220×. III. 1 v tab. 4 (? v tab. 2; ? v tab. 3)

Fig. 10. Ilmenite metabasalt. Original subophitic texture is rather destroyed by cataclasis and the rock is then slightly metamorphosed. The recrystallization is evident best on pyroxene (grey). Thin section № 2_8, fr. 16—2058, magn. ×220. III. 1 in Tab. 4 (? in Tab. 2; ? in Tab. 3)

mají brekciovitou strukturu sklovité sféroidy. Podskupina II. 3. b (Stöfflerem vhodně označená jako „hyalinní") odpovídá jeho skupině III. g a má nejčastěji složení „pevninských" hornin. Představuje přetavené brekcie s taveninovou základní hmotou, která nestačila vykrystalovat a utuhla sklovitě zcela nebo zčásti. Na obr. 8 a 9 jsou příklady brekcií s krystalickou, a to hemikrystalickou (II. 4. b) a kryptokrystalickou (II. 4. c) základní hmotou.

Nověji je klasifikace brekcií rozpracována v práci Stöfflera et al. (1980) v rámci klasifikace pevninských hornin; autorka tohoto příspěvku ji neměla k dispozici.

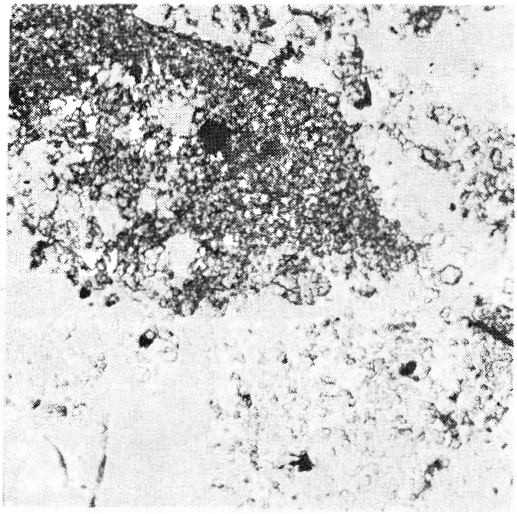
Metamorfované horniny (obr. 10—13) jsou v tab. 4 vyčleněny do skupiny III a rozděleny podle povahy výchozích hornin, obdobně jako terestrické metamorfity. Na obr. 10 je slabě metamorfovaný ilmenitový metabazalt (III. 1). Obr. 11—13 znázorňují typické granulitické horniny — brekcie s granoblastickou základní hmotou (III. 2. a, III. 2. b).

Většina metamorfovaných hornin představuje metabrekcie. V tab. 4 jsou rozděleny podle povahy výchozích brekciovitých hornin. Lze je dělit též podle stupně metamorfózy na nízko- a vysokometamorfní podobně jako Phinney et al. v tab. 2. Sporné však může být, jak v takovém případě posuzovat intenzitu metamorfózy. Podle některých autorů (např. Warner,

1972) představují nejvyšší stupeň metamorfózy brekcie s krystalickou („taveninovou") základní hmotou. Složité smíšené struktury vznikají u brekcií, v nichž základní hmota přechází z krystalické do metamorfované „granulitické". Podle Phinneye et al. (l. c.) lze brekcie s krystalickou základní hmotou rozlišit od brekcií s metamorfní základní hmotou na základě vývoje plagioklasů [tabulkovité, lištovité, jehličkovité v krystalické (taveninové) základní hmotě, polygonální — granulitické — v metamorfní základní hmotě].

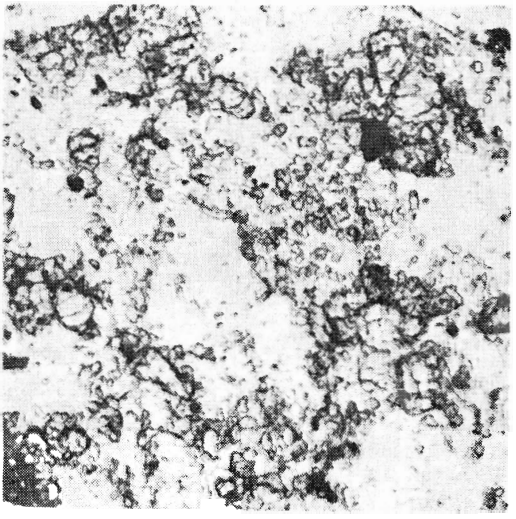
V tab. 4 je termínu brekcie s krystalickou základní hmotou použito v užším smyslu podobně jako v tab. 3, tj. jen pro brekcie s taveninovou, nikoli metamorfní základní hmotou.

Ať použijeme jakéhokoli kritéria, vždy zůstávají některé skupiny hornin, které je obtížné zařadit, a v řadě případů je zařazení dvojznačné, jak bylo ukázáno výše (např. granulární — granoblastické, resp.



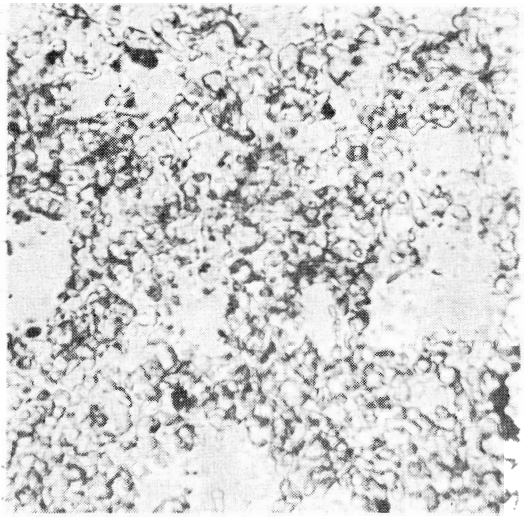
Obr. 11. Aglomerát z úlomků jemnozrnných metamorfovaných „granulitických" brekcií (s granoblastickou základní hmotou). Tmavší úlomek vznikl rekrystalizací z mafické až ultramafické kataklázované horniny, ve světlejším je patrný nápadný plagioklasový klast (v polarizovaném světle je výrazné zonální). Výbrus 20_5, úl. 20—20109, 170×. III. 2 v tab. 4 (III. B. 1. b v tab. 2; III. 3. h ? v tab. 3)

Fig. 11. Agglomerate from fragments of fine-grained metamorphosed "granulitic" breccias (breccias with granoblastic groundmass). The darker fragment was formed by recrystallization from mafic to ultramafic cataclastic rock. A striking fragment of plagioclase is evident in the lighter part (it is conspiciously zonal in polarized light). Thin section № 20_5, fr. 20—20109, magn. ×170. III. 2 in Tab. 4 (III. B. 1. b in Tab. 2; III. 3. h in Tab. 3)



Obr. 12. Brekcie se „smíšenou" granoblastickou strukturou na přechodu k poikiloblastické. V polarizovaném světle je hornina silně drobně kataklastická, bez zkřížených polaroidů je na ní patrna původní hrubozrnnější reliktní struktura, vyjádřená distribucí mafitů (též světlého spinelu) a plagioklasů. Tmavé okraje patří sklovité brekcii, v níž „granulitická" hornina tvoří klast. Výbrus 3_5, úl. 16—3027, 220×. III. 2. a v tab. 4 (III. B. 1. b v tab. 2; III. 3. h ? v tab. 3)

Fig. 12. Breccias with "mixed" granoblastic texture tending to the poikilitic one. The rock has heavy cataclastic character in polarized light. Coarse-grained relict texture is evident on it without crossed nicols. It is manifested by the distribution of mafites (and also of light spinel) and plagioclases. Dark edges belong to glassy breccia in which "granulitic" rock forms the fragment. Thin section № 3_5, fr. 16—3027, magn. ×220. III. 2. a in Tab. 4 (III. B. 1. b in Tab. 2; III. 3. h ? in Tab. 3)

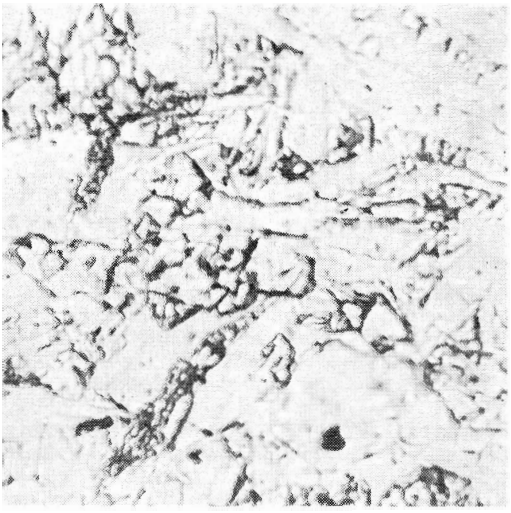


Obr. 13. Typická velmi jemnozrnná „granulitická" brekcie s metamorfní (granoblastickou) základní hmotou. Na klastech plagioklasů je patrno porušení původních ostrohranných okrajů během rekrystalizace. Brekcie tohoto typu mají obvykle složení noritů až troktolitů. Výbrus 20_{30}, úl. 20—20104b, 540×. III. 2. b v tab. 4 (III. B. 1. b v tab. 2; III. 3. h ? v tab. 3)

Fig. 13. Typical very fine-grained "granulitic" breccias with metamorphic (granoblastic) groundmass. The disruption of original angular edges is evident on the fragments of plagioclases during the recrystallization. Breccias of this type have usually the composition of norites and troctolites. Thin section No 20_{30}, fr. 20—20104b, magn. ×540. III. 2. b in Tab. 4 (III. B. 1. b in Tab. 2; III. 3. ? h in Tab. 3)

granulitické horniny, poikilitické — poikiloblastické horniny, devitrifikované — kryptokrystalické či slinuté horniny apod.). Příkladem slinutého bazaltu (III. 3) je obr. 14. Na detailnější a závaznou klasifikaci budeme muset počkat až podle výsledků skupin klasifikačního komitétu. Z uvedeného je patrno, že nebudou mít lehký úkol.

Na závěr by chtěla autorka tohoto příspěvku poznamenat, že nikdy nepatřila k těm, kdo by považovali klasifikační schémata za hlavní cíl petrografického výzkumu. Na druhé straně však výzkum měsíčních hornin je ukázkou, kam až vede nedostatek určitých jednotných závazných pravidel v principech petrografické klasifikace. Chaos, který tu vznikl, brání často vytvořit si základní představu o tom, o jakou horninu vůbec jde, natož s jakými ostatními horninami ji lze paralelizovat. Výzkum měsíčních hornin názorně ukazuje, že petrografický výzkum musí být východiskem pro řešení historie vzniku horniny, a zejména pro aplikaci dalších, obvykle náročných metod, nutných k petrogenetickým úvahám. Nikoli však naopak. V tom lze plně souhlasit s Phinneyem i dalšími zastánci petrografické klasifikace.



Obr. 14. Jemnozrnný živcový bazalt s částečně izotropizovanými plagioklasy. V literatuře je podobná hornina popsána jako slinutý bazalt. Výbrus 20_{38}, úl. 20—2114, 540×. III. 3 v tab. 4 (II. C ? v tab. 2; I ? v tab. 3)

Fig. 14. Fine-grained feldspathic basalt with partly isotropic plagioclases. Similar rock is described in literature as a quenched basalt. Thin section No 20_{38}, fr. 20—2114, magn. ×540. III. 3 in Tab. 4 (II. C ? in Tab. 2; I. ? in Tab. 3)

Literatura

Beaty, D. W. — Albee, A. L. 1978a: Comparative petrology of Apollo 11 high K basalts. *Lunar Sci. (Washington), XI, 58—60.*

Beaty, D. W. — Albee, A. L. 1978b: A textural, modal and chemical classification of the Apollo 11 low K basalts. *Lunar Sci. (Washington), XI, 61—63.*

Bickel, C. E. — Warner, J. L. 1978: Survey of lunar plutonic and granulitic lithic fragments. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 9th, 629—652.*

Bogatikov, O. A. — Gonšakova, V. I. — Frich-Char, D. I. — Kočemasov, G. G. — Volkova, V. H. — Čižova, I. A. — Osipov, B. V. 1985: Klassifikacija lunnych magmatičeskich porod. *Moskva, Nedra, 72 s.*

Currie, K. L. 1972: Geology and petrology of Manicouagan resurgent caldera, Quebec. *Geol. Surv. Can. Bull. (Ottawa), 198, 153 s.*

Engelhardt, W. — Stengelin, R. 1979: Normative composition and classification of lunar igneous rocks and glasses. I. Lunar igneous rocks. *Earth planet. Sci. Lett. (Amsterdam), 42, 213—222.*

Chao, E. C. T. 1968: Pressure and temperature histories of impact-metamorphosed rocks — based on petrographic observations. *In: Shock metamorphism of natural materials. Eds. B. M. French, N. H. Short, Baltimore, Kono, 135—138.*

Irving, A. J. 1975: Chemical, mineralogical and textural systematics of non-mare melt rocks: Implications for lunar impact and volcanic processes. *Proc. Lunar Sci. Conf. 6th, 363—394.*

James, O. B. 1977: Lunar highland breccias generated by major impacts. *In: Soviet-American Conf. on Cosmochemistry of the Moon and Planets. Washington, NASA SP-370, 637—658 (překlad ze sborníku Kosmochimija Luny i planet. Moskva, Nauka, 1974, 501—517).*

James, O. B. 1980: Rocks of the early lunar crust. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 11th, 365—393.*

James, O. B. 1981: Petrologic and age relations of Apollo 16 rocks: Implications for subsurface geology and the age of the Nectaris basin. *Proc. Planet. Sci. Conf. 12th, 209—233.*

James, O. B. — Wright, T. L. 1972: Apollo 11 and 12 mare basalts and gabbros: Classification, compositional variations and possible petrogenetic relations. *Bull. Soc. Amer., 83, 2357—2383.*

James, O. B. — Hammarstrom, J. G. 1977: Petrology of four clasts from consortium breccia 73215. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 8th, 2459—2494.*

Kieffer, S. W. — Schaal, R. B. — Gibbons, R. — Hörz, F. — Milton, D. J. — Dube, A. 1976: Shocked basalt from Lonar Impact Crater, India and experimental analogues. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 7th, 1391—1412.*

Kopecký, L. 1980: Pozemský kryptovulkanický původ tektitů. *Přírodověd. Sbor. Západomorav. Muz. Třebíč, 11, 175—186.*

Kurat, G. — Kracher, A. — Keil, K. — Warner, R. — Prinz, M. 1976: Composition and origin of Luna 16 aluminous mare basalts. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 7th, 1301—1321.*

Mišeľ-Levi, M. K. — Levi, K. — P'ero, R. 1974: Predvaritelnoje soobščenie o mineralogičeskom i petrografičeskom izučeniji obrazca lunnogo grunta Luny 16. *In: Lunnyj grunt iz Morja Izobilija, Moskva, Nauka, 106—110.*

Palivcová, M. 1986: Dendritické struktury v měsíčním materiálu. *Čas. Mineral. Geol., 31, 409—428.*

Petrov, A. J. — Plotnikov, L. M. — Jurevič, G. G. 1971: Mechanizm obrazovanija struktur centralnogo tipa. *Sov. Geol., 14, 75—84.*

Phinney, W. C. — Warner, J. L. — Simonds, C. H. 1977: Lunar highland rock types: Their implications for impact — induced fractionation. *In: Soviet-Amer. Conf. on Geochemistry of the Moon and Planets. Washington, NASA SP-370, 91—126 (překlad ze sborníku Geochimija Luny i Planet, Moskva, Nauka, 54—88).*

Powell, D. M. — Dungan, M. A. — Weiblen, P. W. 1975: Apollo 16 feldspathic melt rocks: Clues to the magmatic history of the lunar crust. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 6th. 415—433.*

Powell, M. A. — Walker, R. D. — Hays, J. F. 1980: Controlled cooling and crystallization of an eucrite: microprobe studies. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 11th, 1153—1168.*

Pratt, D. D. — Moore, C. B. — Parsons, M. L. — Anderson, D. L. 1977: Applications of a new logical search on the lunar data base for use in pattern recognition classification of Apollo 15 mare basalts. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 8th, 1839—1847.*

Prinz, M. — Dowty, E. — Keil, K. — Bunch, T. E. 1973: Mineralogy, petrology and chemistry of lithic fragments from Luna 20 fines: Origin of cumulate ANT suite and its relationship to high alumina and mare basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 979—1006.*

Prinz, M. — Keil, K. 1977: Mineralogy, petrology and chemistry of ANT suite rocks from Lunar highlands. *Phys. Chem. Earth, 10, 215—237.*

Simonds, Ch. H. — Phinney, W. C. — Warner, J. L. — McGee, P. E. — Gesslin, J. — Brown, R. W. — Rhodes, J. M. 1977: Apollo 14 revisited, or breccias aren't so bad after all. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 8th, 1869—1893.*

Schaal, R. B. — Hörz, F. 1977: Shock metamorphism of lunar and terrestrial basalts. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 8th, 1697—1729.*

Stöffler, D. 1966: Zones of impact metamorphism in the crystalline rocks of the Nördligner Ries crater. *Contr. Mineral. Petrology, 12, 15—24.*

Stöffler, D. — Knöll, A. D. — Haerz, V. 1979: Terrestrial and lunar impact breccias in the classification of lunar highland rocks. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 10th, 639—675.*

Stöffler, D. — Knöll, H. D. — Marvin, U. B. et al., 1980: Recommended classification and nomenclature of Lunar highland rocks — a committee report. *In: Proc. Conf. Lunar Highlands Crust, Houston, Tex., Nov. 14—16, New York, 51—70.*

Tarasov, L. S. — Nazarov, M. A. — Shevaleevsky, I. D. — Kudryashova, A. F. — Gaverdovskaya, A. S. — Korina, M. I. 1977: Mineralogy and petrography of lunar rocks from Mare Crisium (preliminary data). *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 8th, 3257—3333.*

Walker, R. D. — Longhi, J. — Lasaga, A. C. — Stolper, E. M. — Grove, T. L. — Hays, J. F. 1977: Slowly cooled microgabbros 15555 and 15065. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 8th, 1521—1547.*

Warner, J. L. 1971: Lunar rocks: Petrology and geology. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 2nd, 469—480.*

Warner, J. L. 1972: Metamorphism of Apollo 14 breccia. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 3rd, 623—643.*

Warner, J. L. — Simonds, Ch. H. — Phinney, W. C. 1973: Apollo 16 rocks: Classification and petrogenetic model. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 4th, 481—504.*

Warner, J. L. — Phinney, W. C. — Bickel, C. E. — Simonds, C. H. 1977: Feldspathic granulitic impactites and prefinal bombardment lunar evolution. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 8th, 2051—2066.*

Warner, R. D. — Keil, K. — Taylor, G. J. 1977: Coarse-grained basalt 71597: A product of partial olivine accumulation. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 8th, 1429—1442.*

Winzer, S. R. — Nava, D. F. — Meyerhoff, M. — Lindstrom, D. J. — Lum, R. K. L. — Lindstrom, M. M. — Schuhmann, P. — Schuhmann, S. — Philpotts, J. A. 1977: The petrology and geochemistry of impact melts, granulites and hornfelses from consortium breccia 61175. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 8th, 1943—1966.*

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

P. Pospišil: **Intenzifikácia a racionalizácia zdrojov podzemnej vody — naliehavá úloha pre pracovníkov hydrogeologických pracovísk** (Bratislava 2. 4. 1987)

Prednáška bola zameraná na možnosti intenzifikácie zdrojov podzemnej vody z kvartérnych náplavov. Ide o kombinované využívanie dynamických zásob vody a vody akumulovanej v náplavoch, pričom v určitých obdobiach by množstvo odberanej vody mohlo prekračovať dynamické zásoby tak, že by dochádzalo k odberu vody prevažne zo statických zásob, teda k znižovaniu hladiny a vyprázdňovaniu nádrže podzemnej vody. Uvoľnený priestor by sa potom zaplnil v čase zvýšeného prietoku v povrchovom toku.

Z uvedeného vyplýva, že myšlienka riadeného využitia vychádza z existencie prírodného zásobného priestoru v póroch náplavov, ktorý je k dispozícii pre riadené využívanie zdroja vody. Pri využívaní zdroja teda nebudeme odberať vodu podľa toho, aké sú dynamické zásoby, ale v riadení odberu budeme vychádzať aj z objemu vody momentálne akumulovanej v póroch. S týmto množstvom budeme manipulovať tak, akoby sme mali vodu v povrchovej nádrži alebo vo vodojeme. Keďže množstvo vody akumulované v póroch prostredia charakterizujeme koeficientom zásobnosti, od presnosti stanovenia tejto veličiny bude zrejme závisieť aj reálnosť a vierohodnosť všetkých úvah.

Aby bolo možné aplikovať riadené využívanie podzemnej vody, treba v štádiu prieskumu riešiť problémy, ako je:

1. Geometrické obmedzenie nádrže — resp. sedimentov, ktoré vytvárajú akumulačný priestor a ich akumulačné vlastnosti;

2. Kvantitatívne a kvalitatívne parametre zdroja povrchovej vody a najmä jeho režim;

3. Vzťah povrchovej a podzemnej vody, vyjasnenie otázok kolmatácie koryta rieky v časovej závislosti;

4. Riešenie kvalitatívnych problémov vo vzťahu povrchová — podzemná voda, ktoré by vychádzalo z poznania režimu chemizmu povrchového toku, zmien kvality podzemnej

vody za zmenených oxidačno-redukčných podmienok a objasnenie čistiaceho účinku pórovitého prostredia po filtračnej dráhe.

5. Všetky problémy, ktoré sa budú pri prieskume sledovať, ako aj definitívny návrh a systém odberu treba na modeli odskúšať už v predstihu alebo v priebehu riešenia.

Prieskum by mal vyústiť do návrhu využívania zdroja, ktorý by obsahoval okrem iného aj manipulačný poriadok a návrh monitorovacieho systému, bez ktorého je riadené využívanie nádrží podzemnej vody ťažko realizovateľné.

Prevádzka takto využívaného zdroja vody bude nemysliteľná bez kvalifikovanej obsluhy s náležitým zdrojom informácií z pozorovania a merania in situ a s možnosťami ich vyhodnocovania.

P. Némethy: **Špecifické problémy prieskumu na intenzifikáciu zdrojov podzemnej vody** (Bratislava 2. 4. 1987)

Na východnom Slovensku sa v ostatných rokoch stále vypuklejšie prejavuje nedostatok kvalitnej pitnej vody. Medzi organizácie, ktoré majú prispieť k zlepšeniu nepriaznivej situácie, patria aj Vodné zdroje, n. p., závod Prešov. V roku 1983 požiadali Vodné zdroje Katedru hydrogeológie PF UK o posúdenie odberu 140 $l.s^{-1}$ vody z rieky Torysa v Blažove pre vodné zdroje ležiace nižšie pozdĺž Torysy. Vzhľadom na to, že podľa údajov SHMÚ v Toryse tieklo aj menej vody ako 140 $l.s^{-1}$, navrhli sme využívať retenčné vlastnosti náplavov rieky (podložie v hĺbke okolo 10 m) na lokalite Brezovica n/Torysou. To znamená, že nádrž podzemnej vody by čiastočne nahradzovala vodárenskú nádrž, ktorá sa mala vybudovať v Tichom Potoku. V období zvýšenej spotreby by sa voda odoberala aj zo statických zásob s tým, že pri zvýšenej zrážkovej činnosti, prípadne pri topení snehu sa zásoby doplnia.

Na takto postavenú úlohu treba zamerať aj prieskum. Využívanie retenčných vlastností náplavov predpokladá hlavne dobrú znalosť hydraulických vlastností horninového prostredia, zvlášť koeficienta zásobnosti, priestorového rozšírenia priepustných sedimentov a podmienok napájania a odvodňovania zvodnenej vrstvy.

Modelovým riešením sa preukázalo, že v prípade potreby možno v priebehu 3 mesiacov zvýšiť odber z priemerných 60—70 $l.s^{-1}$ na 130 $l.s^{-1}$. Vyčerpávanie nádrže podzemnej vody je možné realizovať rozmiestnením studní, aby sa vytvárala plochá depresia. Studne musia mať také parametre, aby hladinový skok bol čo najmenší.

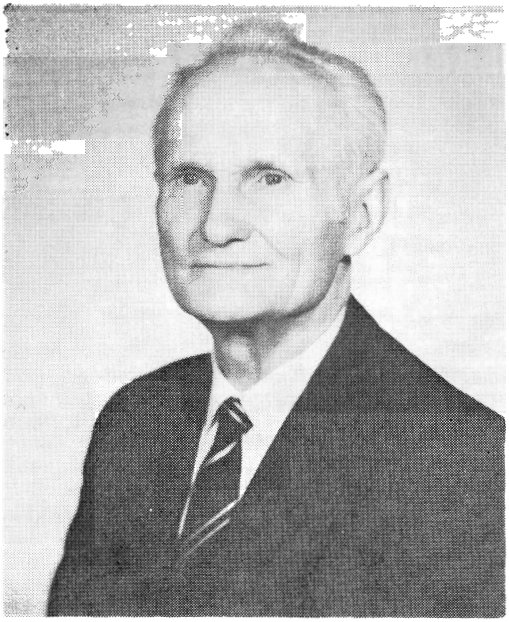
V rámci prieskumných prác sa zisťovala aj infiltračná schopnosť koryta Torysy. Výsledky čerpacích prác a ich vyhodnotenie preukázali, že koryto Torysy bolo v tom čase silne zakolmatované a Torysa tak nemohla plniť funkciu okrajovej podmienky H = konšt. Podzemná voda sa doplňala hlavne z priľahlých svahov a z územia vyššie proti toku Torysy. Predpokladali sme, že kolmatačnú vrstvu možno odstrániť, a tak vytvoriť podmienky pre zvýšenú infiltráciu. Náš predpoklad sa potvrdil. Po dekolmatácii predstavovalo zvýšenie infiltrácie na území vodného zdroja 60 $l.s^{-1}$. Po dosiahnutí maxima postupne klesalo a približne po 40 dňoch bezzrážkového obdobia kleslo množstvo infiltrovanej vody na pôvodnú úroveň. Kvalita vody odoberanej z čerpaného vrtu vzdialeného 20 m od Torysy sa pritom nezmenila.

Sieť pozorovacích vrtov siahajúcich po ohraničenie alúvia umožní sledovať hladinu podzemnej vody, a tým aj množstva vody, ktoré je momentálne v zásobe k dispozícii. Na základe nameraných údajov potom možno riadne využívať vodný zdroj. To znamená, že môžeme regulovať odber z jednotlivých vrtov tak, aby sa zachytilo maximálne množstvo vody pretekajúce územím vodného zdroja, prípadne aj nechať doplňať zásoby.

Ak by boli k dispozícii viaceré takéto vodné zdroje, mohol by sa na nich kombinovať zvýšený odber a zabezpečila by sa podstatne väčšia dodávka pitnej vody ako pri využívaní vodných zdrojov podľa doterajších zvyklostí.

Mineralia slov.
19 *(1987), 3, 285—287*

K sedemdesiatinám prof. RNDr. Jakuba Kamenického, DrSc.



Životné jubileum významného slovenského geológa si v tomto roku pripomínajú nielen jeho najbližší bývalí aj súčasní spolupracovníci, ale aj stovky geológov, ktorým profesor J. Kamenický ako vysokoškolský učiteľ na Univerzite Komenského v Bratislave vštepoval lásku k prírode, cez ňu vzťah ku geológii, geologickému zloženiu Zeme, ale ktorých učil najmä spoznávať mikrosvet neživej prírody, jeho stavebné elementy, ich štruktúru, textúru a jeho petrochemické vlastnosti. Profesor Kamenický priehrštím rozdával svoje bohaté skúsenosti začínajúcim geológom na rozličných pracoviskách, bol ich radcom, ale aj dobrým priateľom. S poprednými osobnosťami európskej i svetovej geológie vytvoril diela, ktoré sú medzníkmi v geologickej vede. Tí všetci, ale aj mnohí ďalší mu kyticou, stiskom pravice alebo aspoň pozdravom na diaľku prejavili svoju vďaku, úctu a priateľstvo. S tým cieľom prichádzame aj my na stránkach nášho časopisu.

Profesora J. Kamenického netreba predstavovať našej najmladšej a tobôž nie strednej a staršej generácii geológov, ale ani tým, ktorí sa zaoberajú problematikou kryštalinika lugika či brunovistulika alebo uhľonosnosťou karbónskych súvrství Zemplínskych vrchov. Na Slovensku je hlavným znalcom karpatského kryštalinika a jeho práce s touto problematikou sa vyznačujú tým, že vychádzajú z vlastného terénneho výskumu, ktorý je doložený precíznymi petrografickými údajmi, ale ktoré sú aj spätne dokonale geologicky interpretované, resp. interpretovateľné.

Prof. J. Kamenický sa zaraďuje k tým geológom, ktorí boli zároveň aj špecialistami. Právom ho označujeme za zakladateľa slovenskej petrografickej školy, a to nielen preto, že založil Katedru petrografie na UK a že vychoval takmer všetkých slovenských petrografov, ale že položil základy petrografie kryštalinika Západných Karpát, predovšetkým veporika, ale aj gemerika a ďalších jadrových pohorí. Túto jeho zásluhu už mnohí vysoko hodnotili. Menej často sa zdôrazňuje, že moderné riešenie problematiky kryštalinika sa nemôže zakladať iba na rýdzo petrografickom a geochemickom hodnotení, čoho si náš jubilant bol vedomý od začiatku svojej vedeckej činnosti v takej miere, že pri každej príležitosti zdôrazňoval, že odrazovým mostíkom k vytvoreniu komplexného obrazu či modelu daného územia, ako aj problému musí byť cieľavedomý litostratigrafický a tektonický výskum územia ako báza pre správne petrografické a petrologické hodnotenie mikroskopických pozorovaní. Takýto prístup mu umožnil, aby v kryštaliniku veporika dešifroval mnohofázovosť kinetiky tektonicko-metamorfnej histórie ako nutný podklad pre interpretáciu a pochopenie zložitých, vzájomne sa prekrývajúcich petrogenetických procesov.

Táto dôležitá črta štýlu práce jubilanta je mimoriadne aktuálna pre súčasnú generáciu, v ktorej sa objavujú náznaky tzv. čistej línie petrológie. Už zo samotnej podstaty tohto odvetvia geológie vychodí skutočnosť, ktorú profesor J. Kamenický pripomína aj súčasným spolupracovníkom, že ona je súčasťou skú-

mania celej histórie horniny, a to v úzkom vzťahu k všetkým ostatným geologickým udalostiam. Ako príklad môže poslúžiť snaha nášho jubilanta podať dôkladnú látkovú charakteristiku metamorfitov a ich východiskový stav. Takto petrologickým výskumom prispel k poznaniu vývojových etáp komplexov budujúcich dnešné oblasti kryštalinika Západných Karpát, litostratigrafie metamorfitov (čomu venoval aj niekoľko prác), a tým aj k dešifrovaniu tektonickej stavby, ale najmä k zisteniu parametrov, ktoré umožňujú stanoviť postupnosť metamorfných procesov, metamorfný štýl, intenzitu metamorfózy, časový vzťah blastézy a deformácie.

Z vyššie uvedeného pohľadu sa javí byť samozrejmosťou, že prof. J. Kamenický stanovil nielen viaceré štádiá prográdnej metamorfózy, ale aj významné prejavy retrográdnej metamorfózy a diaftorézy. Existenciu variskej diaftorézy okrem petrografického štúdia preukázal aj analýzou obliakov metamorfitov v zlepencoch permu. Urobil klasifikáciu diaftoritov a upozornil na široké uplatnenie sa diaftorézy v Západných Karpatoch, a to nielen alpínskej, ale aj variskej, čo je mimoriadne dôležité pri súčasnom výskume metamorfných udalostí, keď sa súčasné minerálne asociácie metamorfitov stávajú atribútom takmer iba prográdnej metamorfózy, ako to vidíme na príklade gemerika.

Pozoruhodné sú jeho práce z oblasti výskumu pararúl, ortorúl a migmatitov, ako aj kontaktných metamorfitov. Vyčlenením kontaktnej termickej metamorfózy rimavického granitu riešil zároveň otázku jeho veku. Štúdiom muránskych „žulorúl" zistil, že predstavujú pôvodné ryolity a ryolitové pyroklastiká.

Prof. J. Kamenický vykonal mnoho práce aj pri štúdiu rudných ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí, najmä v oblasti: Rudňany, Slovinky, Gelnica, Dobšiná — Dedinky, Mníšek nad Hnilcom, Kojšov a i. Stál pri začiatkoch systematického prieskumu ložísk, školil mladých geológov pre prácu geológa-ložiskára. Problémom geologického prieskumu sa venoval najmä v povojnovom období, keď bolo treba urýchlene zabezpečovať nerastné suroviny.

Ako geológ začal pôsobiť v Spišsko-gemerskom rudohorí. Venoval mnoho rokov a úsilia, aby položil základy geologického poznania tohto regiónu. V ostatných rokoch sa do svojho „rodného" terénu opäť vrátil a znovu sa s nevšednou vitalitou pustil do riešenia nových problémov metamorfózy, granitizácie a diaftorézy. Na jeho pracovnom stole sa opäť hromadí nový materiál z gemerika, znovu siaha po starých starostlivo uschovaných vzorkách spred tridsiatich-štyridsiatich rokov, ale aj sviežim tempom zdoláva kopce Spišsko-gemerského rudohoria, aby pomohol riešiť úlohy Geologického prieskumu, ktorý sa mu po odchode z dlhoročného pôsobiska na Prírodovedeckej fakulte v Bratislave stal nielen novým pracoviskom, ale poskytol mu aj nových spolupracovníkov.

Výsledky práce, ktoré dosiahol prof. J. Kamenický v mnohých oblastiach geológie kryštalinika Západných Karpát, sú príkladom, ako treba komplexne a systematicky pristupovať k riešeniu úloh, k štúdiu najmä zložitých problémov metamorfného vývoja, na formovaní ktorého sa podieľajú udalosti viacerých orogénov. Takéto problémy sa dajú rozuzliť iba trpezlivou, poctivou a systematickou prácou spojenou so skúsenosťami a bohatou invenciou. Tieto vlastnosti sa v osobe profesora J. Kamenického snúbia v plnej miere. Dokázal to svojimi výsledkami, ktoré ho radia nielen medzi vedúcich odborníkov geológie v Československu, ale aj medzi vedecké osobnosti v medzinárodnom meradle.

Profesorovi J. Kamenickému, DrSc., želáme pevné zdravie, zachovanie životného elánu a pracovného zápalu do ďalších rokov tvorivej vedeckej práce.

Pavol Grecula

Sled životných udalostí, ako aj zoznam prác prof. Kamenického publikovaných do r. 1977 sme uverejnili v časopise Mineralia slovaca 1977, č. 3, s. 235—240. Teraz pripájame zoznam prác publikovaných od r. 1977.

Zoznam publikovaných prác prof. RNDr. J. Kamenického, DrSc., od roku 1977

Kamenický, J. 1977: Contact metamorphism in the aureole of the Rimavica granite (West Carpathian Mts.). *Miner. slov., 9, 161—184.*

Kamenický, J. 1977: Der geologische Bau des Nordwestlichen Teiles des Vepor-Erzgebirges. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 32, 5—43.*

Kamenický, J. 1977: Geological-petrographical relations of granodiorites from Čierna Hora Mts. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 32, 81—110.*

Kamenický, J. 1978: Petrographie und Geochemie der Amphibolite des NW-Teiles des Vepor-Erzgebirges. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 33, 37—82.*

Kamenický, J. 1980: Problémes actuels de la stratigraphie du cristallin des Carpates Tchécoslovaques. *Project 22: Precambrian in Younger Fold Belts. Inst. Geol. and Geophys. (Bucharest), 185—198.*

Kamenický, J. 1982: Vývoj a podmienky metamorfózy v severozápadnej časti veporského rudohoria. *In: Metamorfné procesy v Západných Karpatoch. Bratislava, Geol.*

úst. D. Štúra, 23—36.
Kamenický, J. 1982: Petrografia ortorúl a pararúl, synkinematických migmatitov a ich diaftoritov v severozápadnej časti Veporského rudohoria. *Miner. slov., 14, 481—516.*
Kamenický, J. 1983: Postavenie a funkcia mineralógie a petrografie v nasledujúcej etape geologického výskumu v ČSSR. *In: Mineralogie a petrografie, jejich úloha v geologických vědách a celospolečenský význam z hlediska závěrů XVI. zjezdu KSČ. Brno, Geofyzika, 29—31.*
Kamenický, J. 1983: Na päťdesiatiny doc. RNDr. Dušana Hovorku, CSc. *Miner. slov., 15, 575—576.*
Kamenický, J. — Hovorka, D. 1980: O návrhu subkomisie IUGS pre systematiku eruptív na klasifikáciu a nomenklatúru vulkanických a niektorých ďalších skupín hornín. *Miner. slov., 12, 75—88.*
Kamenický, L. — Kamenický, J. 1983: Prekambrium Západných Karpát. *Miner. slov., 15, 289—302.*
Fabian, M. — Kamenický, J. 1985: Geologicko-petrografické pomery kryštalinika západnej časti Čiernej hory. *Miner. slov., 17, 97—119.*

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií, ročník 19, číslo 3, august 1987.

Vydáva Geologický prieskum, n. p., 052 40 Spišská Nová Ves v n. p. ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Hurbanovo nám. 3, 815 89 Bratislava, tel. 331 441 až 45.
Adresa redakcie: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. 13, Garbanova 1, 040 11 Košice, tel. 437 846. Vedúci redaktor: Ing. Ján Bartalský, CSc., zástupca: RNDr. Pavol Grecula, DrSc. Vychádza 6-krát ročne. Tlačia Východoslovenské tlačiarne, n. p., Švermova 47, 040 67 Košice. Objednávky adresujte redakcii časopisu. Cena jednotlivého čísla Kčs 15,—, ročné predplatné Kčs 90,—. Imprimované dňa 4. 8. 1987.

Subscriptions and correspondence concerning adverüsements can be sent to SLOVART Ltd., Gottwaldovo nám. 6, 817 64 Bratislava.

The Mineralia slovaca is also available on an exchange basis. For detaile please write to the Editor Mineralia slovaca, P. O. Box 13, 040 11 Košice, Czechoslovakia.

© ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Bratislava 1987.

Milan Mořkovský — Jozef Čverčko

Magnetické anomálie v podloží neogénu Východoslovenské nížiny 255 — Magnetic anomalies in the Neogene basement of the East Slovakian Lowland

SÚHRNNÝ REFERÁT — GENERAL REPORT

Marie Palivcová

Problémy petrografické klasifikace měsíčních hornin 261 — Problems of the petrographical classification of the lunar rocks

KRONIKA — CHRONICLE

Pavol Grecula

K sedemdesiatinám prof. RNDr. Jakuba Kamenického, DrSc. 285 — To seventy years of Prof. RNDr. Jakub Kamenický, DrSc.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI — THE SOCIETY'S LIFE

Dušan Obernauer

Seminár Hlbinná stavba vo vzťahu k uhľovodíkom a metalogenéze — geofyzikálne indície a interpretácie 215 — Seminary: Deep structures in relation with hydrocarbons and metallogeny — geophysical indications and interpretations

ABSTRAKTY Z PREDNÁŠOK 202, 242, 259, 283 — ABSTRACTS OF LECTURES

RECENZIA — BOOK REVIEW

Dionýz Vass

Foreland Basins (P. A. Allen — P. Homowood, eds.) 254

VYDAVATEĽ:

Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves

Združené organizácie pre vydávanie časopisu:

Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves
Geofond Bratislava
Geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava
Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, n. p., Žilina
Nafta, k. p., Gbely
Slovenská geologická spoločnosť Bratislava
Slovenský geologický úrad v Bratislave

49 374