

- Galle, A. - Hladil, J. - Isaacson, P. E. (1995): Middle Devonian Biogeography of Closing South Laurussia-North Gondwana: Variscides: Examples from the Bohemian Massif (Czech Republic), with Emphasis on Horní Benesov. – *Palaios*, 10, 221–239. Lawrence.
- Hladil, J. (1994): Moravian Middle and Late Devonian Buildups: evolution in time and space with respect to Laurussian shelf. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 172, 111–125. Frankfurt a. M.
- (1996): State of art in reconstruction of early Variscan block-an-basin configurations (Emsian-Eifelian, Devonian). – *Věst. Čes. geol. Úst.*, 71, 1, Praha.
- Hladil, J. - Čejchan, P. (v tisku): Relations and tectonic setting of Emsian-Eifelian (Devonian) basins: implication for Early Variscan configuration of the Bohemian Massif. – *Theopr. Publ. Advanc. Geol. Athens*.
- Oczlon, M. S. (1992): Gondwana and Laurussia before and during the Variscan Orogeny in Europe and Related Areas. – *Heidelberg. Geowiss. Abh.*, 53, 1–56. Heidelberg.
- (1993): Palaeogeographic and Metamorphic Evolution of the Ligerian Belt in Europe. – In: R. A. Gayer - R. O. Greiling - A. K. Vogel (eds.): *Rhenohercynian and Subvariscan Fold Belts*, 6, 83–130, Vieweg Publishing. Braunschweig-Wiesbaden.
- Vai, G. B. (1991): Palaeozoic strike-slip rift pulses and palaeogeography in the circum Mediterranean Tethyan realm. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 87, 223–252. Amsterdam.
- Van der Voo, R. (1988): Paleozoic paleogeography of North America, Gondwana, and paleomagnetism with paleoclimatology and biogeographical patterns. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 100, 311–324. Washington.
- Ziegler, P. A. (1990): *Geological Atlas of Western and Central Europe*. – Shell Internationale Petroleum Maatschappij b.v.

Geologický ústav Akademie věd ČR, Rozvojová 135, 165 02 Praha 6, e-mail: lucie@gli.cas.cz, galle@gli.cas.cz

DOLOMITIZOVANÉ OOLITY V RÝCHORÁCH (VÝCHODNÍ KRKONOŠE)

DOLOMITIZED OOLITES IN RÝCHORY (EASTERN KRKONOŠE MOUNTAINS)

(03-42 Trutnov)

Jindřich Hladil¹ - František Patočka¹ - Arnošt Galle¹ - Petr Čejchan¹ - Gabriele Dieken² - Gerd Flajs² - Wolf Rottke²

Metamorphosed carbonates, Poniklá Group, Krkonoše Mountains, Bohemian Massif

Rýchorské krystalinikum je situováno ve východní části Krkonoš resp. ve středu jednotky Západních Sudet. Směrem k Z je propojeno se spodním paleozoikem v oblasti Roprachtie a Železného Brodu (Chaloupský et al. 1989), jeho s. pokračováním (na území Polska) jsou Rudawy Janowickie (Teisseyre 1973, Narebski 1994). Rýchorské krystalinikum jako celek je metamorfováno ve facii zelených břidlic. Jeho význačným metamorfním rysem je výskyt Na-amfibolů v metabazitech (Hampel 1911, Pelikan 1928, Chaloupský et al. 1989), které jsou interpretovány jako relikticky minerální asociace facie modrých břidlic (Wieser 1978, Patočka et al. 1994).

Z litostratigrafických jednotek staropaleozoických souborů krkonošsko-jizerského krystalinika (vymezených původně v západním Podkrkonoší a v Ještědském pohoří) rozlišili Chaloupský et al. (1989) v Rýchorách dvě skupiny – ponikelskou a radčickou. Pro stavbu rýchorského krystalinika je příznačná většinou strmě upadající foliace s.-j. směru provázená stejně orientovanou lineací roztažení; oba rysy patrně mají vztah k východokrkonoské střížné zóně směru SSV-JJZ (Cymerman - Piasecki 1994). V jižní části krystalinka se zmíněné struktury stáčejí do směru V-Z.

Největší část rýchorského krystalinika je budována ponikelskou skupinou, jež představuje pestrý soubor kvarců, fylitů (především grafit-sericitických) až svorů, krystalických vápenců, metalyditů a metavulkanitů. Felzické metavulkanity (porfyroidy) výrazně převládají nad bazickými (zelenými břidlicemi); podle Chaloupského et al. (1989) je ponikelská skupina ordovicko-silurského stáří. Na spodnoordovické stáří bimodálního vulkanismu ponikelské skupiny ukazuje izochrona 5018 Ma získaná metodou Rb-Sr z celkových vzorků hornin (Bendl - Patočka 1995). Velmi blízké stáří – 505 ± 5 Ma (metoda U-Pb na zirkonech) – bylo zjištěno z reliktů (budin) felzických metavulkanitů z komplexu pohoří Rudawy Janowickie (Oliver et al. 1993).

Radčickou skupinu, která vystupuje při v. okraji rýchorského krystalinika, datují Chaloupský et al. (1989) do staršího až středního kambria. Metabazity, které jsou bohaté Na-amfibolem, mají často charakter modrých břidlic resp. minerálním složením odpovídajících masivních hornin. Podmínky metamorfózy facie modrých břidlic, kterou tyto metavulkanity prodělaly, byly totožné s metamorfními podmínkami pásu Sanbagawa (Hosotani - Banno 1986) a její PT hodnoty byly 0,7–1,0 GP a 300–500 °C; metamorfóza facie modrých břidlic byla následována retrogresí

ve facii z
Patočka e
kolizí ko
radčické
bazaltům
v přípr.).
Dvouboc
protolitu
oceánské
bimodál
1995).

Cháb -
stářím o
geochro
mylonit
stáří me
Patočka
ském p

Ve ve
Krkono
nalezi o
a vzorl
prokře

1. Si

Dolom
povrch
rozliše

a vrstv

dolom

červen

jako h

těliska

Mg. T

korod

podél

kalcit

2. S

v pro

dolor

v por

je kar

a dro

3. C

V pro

prost

mno

krátk

4.

jsou

lamí

5.

žilo

O

váp

část

amf

Na-

sku

ve facii zelených břidlic (Patočka et al. 1994). Cháb - Vrána (1979), Guiraud - Burg (1984), Narebski (1994) a Patočka et al. (1994) uvažují o možné spojitosti vysokotlaké nízkoteplotní metamorfózy Západních Sudet s variskou kolizí kontinentálních desek předcházenou subdukcí hypotetické oceánské litosféry. Protolitem metavulkanitů radčické skupiny byly bazické horniny zastoupením stopových prvků a iniciálním poměrem izotopů Sr blízké bazaltům oceánského dna a vnitrodeskovým bazaltům oceánských ostrovů (Bendl et al., v tisku, Maluski - Patočka, v přípr.). Analogické geochemické rysy mají také metabazity v Rudawach Janowickich (Winchester et al. 1995). Dvoubodová Rb-Sr izochrona z celkových vzorků metabazitů radčické skupiny nevyklučuje ordovické stáří jejich protolitu. Zmíněné stáří by připadalo v úvahu při vzniku těchto hornin jako produktů časného vznikání a rozšiřování oceánského dna, jímž (hypoteticky) mohl pokračovat vývoj intrakontinentálního riftu datovaný do staršího ordoviku bimodálním vulkanismem ponikelské skupiny a komplexu Rudaw Janowickich (Oliver et al. 1993, Bendl - Patočka 1995).

Cháb - Vrána (1979) zařazují tektonometamorfní vývoj Západních Sudet k variské orogenezi. Metamorfózu, která stářím odpovídá nejstarším fázím variského cyklu, zde vymezil Teisseyre (1973). Jeho závěrům nasvědčují geochronologická data získaná metodou U-Pb ze zirkonů a monazitů a Rb-Sr stáří biotitů z rul (nepostřižených mylonitizací) z jednotky Sovích hor, jež spadají do rozmezí 380–360 Ma (van Breemen et al. 1988) a raně variská stáří metamorfózy facie modrých břidlic z rýchorského krystalinika stanovená metodou ^{39}Ar – ^{40}Ar (Maluski - Patočka, v tisku). Hlavní události variské orogeneze, které proběhly v krkonošsko-jizerském krystaliniku a Ještědském pohoří, však odpovídají až sudetské fázi (mladší visé; Chlupáč 1993).

Ve velkém vápencovém lomu asi 1 km sv. od Dolních Albeřic (ponikelská skupina) v Rýchorách (východních Krkonoších) byla zjištěna Ch. Pinem, F. Patočkou a J. Donem přítomnost oolitových karbonátů; první z jmenovaných našel dosud nejlépe dochovaný úlomek fosilie. Následně byl lom několikrát několikrát navštíven, dokumentován a vzorkován. Oolitové horniny jsou převážně dolomity s různým obsahem kalcitu, méně často dolomitické prokřemenělé vápence. Podle typu a rozsahu přeměny se oolitové karbonáty značně liší svým vzhledem:

1. Silně vápnité dolomity byly rozpoznány nejdříve. Jsou to masívní, houževnaté horniny světle béžové barvy. Dolomitované ooidy jsou dobře odlišitelné od kalcitové mezerní hmoty již na lomu horniny nebo zvětralém povrchu. Studium katodovou luminiscencí (CL; HCl-LM Neuser v laboratořích Geologie RWTH Aachen) umožnilo rozlišení 3 generací dolomitu: a) jemnozrný časně diagenetický dolomit nahrazující postupně většinu slupek ooidů a vrstviček vzácných bioklastů (2–30 μm), temně karmínový; b) pozdější rekrystalizace a nově vzniklé agregáty dolomitu (30–100 μm), světle karmínové; c) ojedinělé krystaly barokního dolomitu (150–250 μm), zonální, červeno-oranžové. Mezerní hmota byla původně tvořena převážně neluminiscentním Mg-kalcitem, krystalovaným jako hrubě mozaikový až blokový sparitový tmel. Zbytky slabě luminiscentního stébelnatého lemu pokrývajícího tělíska ooidů jsou vzácné. Tento kalcit je agresivně překrystalován žlutě svítivým kalcitem s velmi nízkým obsahem Mg. Temné kalcity byly rozrušeny a zpravidla se dochovaly jen jako střípkovité ostrůvkovité zbytky a laločnatě korodovaná zrna. Silně luminiscentní kalcit vniknul místy i do struktury dolomitových tělísek, kde nahradil dolomit podél švů slupek a rozrušil tělíska více nebo méně propojeným systémem kanálek. V procházejícím světle je kalcitová mezerní hmota čirá; lze ji snadno odstranit již rozpouštěním v 5% kyselině octové.

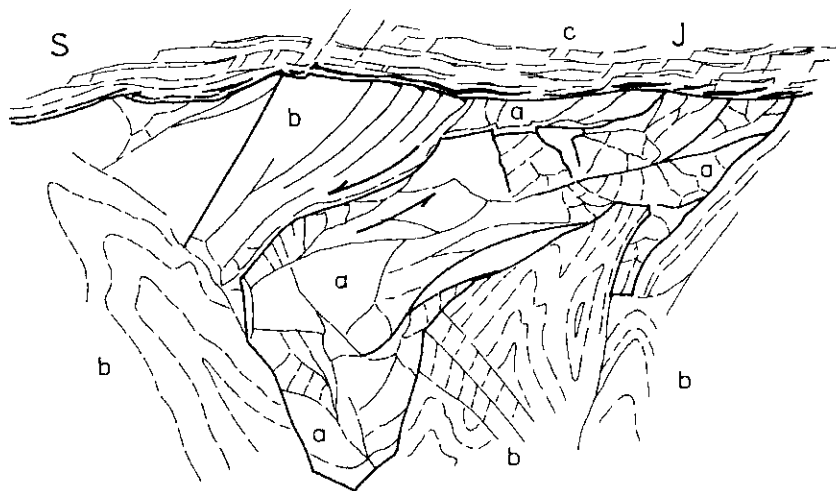
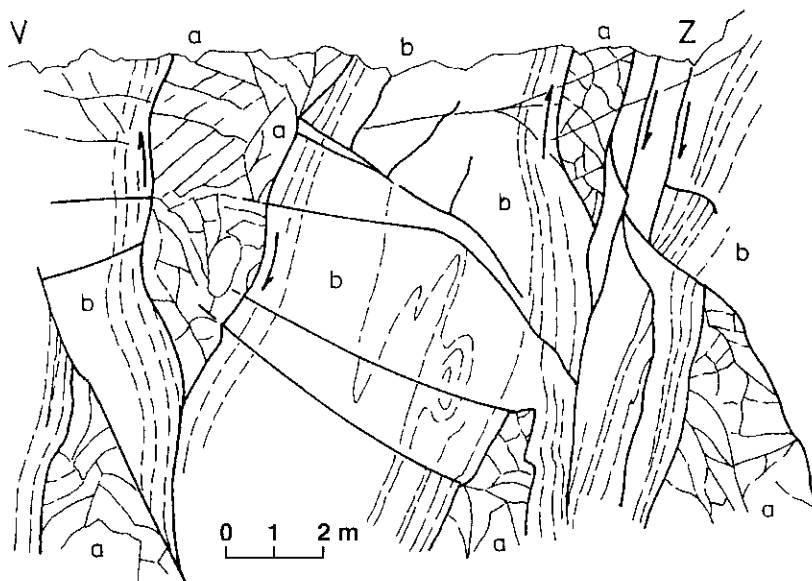
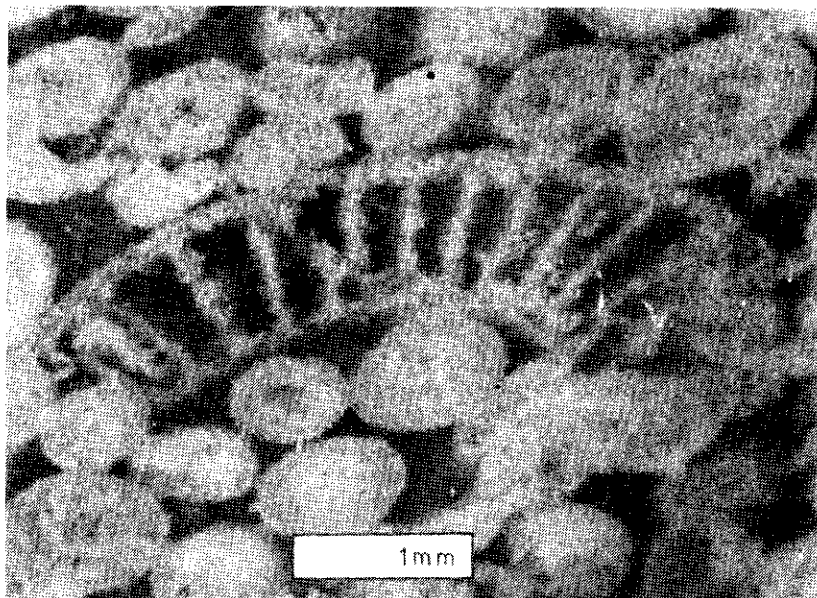
2. Světle kakaově zbarvené typy vápnitých a prokřemenělých dolomitů postrádají ooidy pouze zdánlivě. Jak v procházejícím světle, tak v CL je možno všeobecně hojně ooidy dobře rozlišit. Tyto horniny obsahovaly jak časné dolomitované ooidy, tak i dolomitické tmely v pórech horniny. Ooidy jsou u ca 50 % vzorků elipticky protaženy v poměru os 1 : 1,5 až 1 : 2,5. Dolomit i kalcit obsahuje více železa a jeho svítivost je nižší. Celá struktura horniny je kanálikovitě a hustě šterbinovitě prostoupena jasně žlutě svítícím kalcitem, křemen krystaluje v síti kanálek, trhlin a drobných dutin rozestých v hornině.

3. Cukrově bíle zbarvené horniny, vyskytující se zejména v jz. cípu lomu, rovněž postrádají ooidy pouze zdánlivě. V procházejícím světle jsou většinou dobře vidět jejich hustě rozmístěné reliktní struktury. Hornina je metasomaticky prostoupena dvěma generacemi středně krystalického karbonátu. Starší generace je silněji svítivá (CL) a obsahuje mnoho izolovaných krystalů dolomitu. Mladší generace je slaběji svítivá a je doprovázena agregáty a izolovanými krátkými prizmaty křemene; v dopadajícím světle tato impregnace vytváří cukrově bílý vzhled.

4. Při okraji bloků byly nalezeny páskované typy oolitů. Ty již nemají ráz masívní a houževnaté horniny; ooidy jsou střížně deformovány až do cípatých tvarů a lamin. Nahnědlé karbonátové laminy jsou prokládány šedými laminami s převahou plochých laločnatých zrn křemene a nazelenalými laminami se slídami a chlority.

5. Místy je kontakt oolitových dolomitů a okolních krystalických vápenců prostoupen křemen-karbonátovou žilovinou s krystalky sulfidů.

Oolitové karbonáty tvoří budiny a nepravidelné litony rozmístěné podél zlomů v páskovaném, hrubě krystalickém vápenci, se zcela odlišnými znaky regionální metamorfózy. Metamorfóza krystalických vápenců odpovídá vyšší části facie zelených břidlic a soudě podle lokální přítomnosti tremolitu, místy dosáhla až facie albit-epidotických amfibolitů. V Rýchorách však metabazity ponikelské skupiny, prostorově spjaté s mramory, obsahují relikty Na-amfibolu (Smulikovski, osobní sdělení 1995). Ponikelská skupina tedy stejně jako místní ekvivalent radčické skupiny původně prodělala metamorfózu ve facii modrých břidlic (Patočka et al. 1994). Pásky a foliace obklopujících



Obr. 1. Nahoře: Fotografie leštěného nábrusu s ooidy a úlomkem fosílie; uprostřed: pohled na stěnu v j. části lomu D. Albeřice; dole: pohled na stěnu ve v. části téhož lomu (a – oolitické, dolomitizované a metasomaticky přeměněné karbonáty; b – silně metamorfované, páskované krystalické vápence; c – fylonity silikátového složení)

mramor
křehce
litony
zlomer
foliace
krenula
nasunu
Neo
vyplně
v geiz
dřívě
souhla
obtéká
a byly
nejso
jiných
oolit.

Ro
rozpo
nález
fosíli
z ver
nimi
Struk
korá
Yu,
prav
stáří
být g
byl
tetic
v ob
čas
již
pos

Lite
Ber
Ber
Cy
Gu
Ha
Ho
Ch
Ch
O
C
M

mramorů budiny a bloky obtékají, zatímco oolitové karbonáty uvnitř bloků jsou z 60–70 % deformované pouze křehce (s výjimkou některých okrajových částí a šikmých pásem přesekávajících lityny). Zlom s rozmístěnými lityny upadají na SZ (290/60, 300/70, 330/75). Ve vyšší části lomových stěn jsou tyto karbonáty uřaty plochým zlomem upadajícím k V (75/35). Profil nad tímto zlomem je tvořen výhradně fylonity silikátového složení. Jejich foliace je téměř rovnoběžná s posledně jmenovaným zlomem, zvlněná místy zalomenými vrásami, střižnou až krenulační klivází. Sešupinatění a rozmístění litynů ve vápencích je tedy průkazně starší než plochý zlom oddělující nasunutě fylonity.

Neobvyklý nález oolitů v ponikelské skupině se odrazil ve třech původně testovaných hypotézách: (a) možnost vyplnění dutin ve zkrasovělém vápenci propadávajícím se sedimentem, (b) možnost vzniku dutin a jejich oolitů v gejzírových sifonech a komorách a (c) odtržení oolitických karbonátů z neznámého podloží a jejich vtělení do již dříve metamorfovaných vápenců při vzniku nové šupinovitě stavby. Nejpravděpodobnější se zdá možnost (c), která souhlasí s rozmístěním litynů na zlomech mezi šupinami vápenců, s tím, že foliace mramorů lityny do značné míry obtéká, i s tím, že horniny prošly diagenézí při hlubším pohřbení, byly křehce nebo plasticky deformovány ve stříhu a byly zčásti metasomaticky přeměněny hydrotermálními fluidy. Všechny prvky interpretace (a) však vyvráceny nejsou, protože oolity se vyskytují právě v asociaci s krystalickými vápenci. Nápadný je však nedostatek jakýchkoliv jiných sedimentů nebo tmelů, které by indikovaly výplně kaveren; zcela dominuje slabě zvrstvený a dobře tříděný oolit. Hypotéza o gejzírových komorách (b) je v rozporu s nálezy bioklastů.

Rozhodujícím prvkem řešení problému se zdá být pokrok v biostratigrafickém datování oolitů. Pokusy získat rozpouštěním konodonty nebo palynomorfa byly neúspěšné (což v oolitech není překvapením). Kromě sporných nálezů zcela rozpuštěných nebo dolomitizovaných bioklastů (?střepů živočišných exoskeletů) existuje pouze jedna fosílie se složitější morfologií. Jedná se o ohnutý plátovitý bioklast, s vnější a vnitřní tenkou stěnou, s přepážkami z vertikálních, na stěny kolmých desek. Přítomnost pórů ve vnitřní stěně, pórů v septech a přítomnost trámečků mezi nimi je možná, ale nelze ji dostatečně potvrdit, protože skelet je nahrazen jemně až středně krystalickým dolomitem. Struktura připomíná buď úlomek spodnokambriického archeocyáta (?550 Ma), nebo metriophyllidního rugózního korála (?410–300), avšak nejvíce připomíná receptakulita mladšího famenu (?365 Ma; cf. *Receptaculites guilinensis* Yu, 1988, Guilin, Guangxi, j. Čína, spodní část svrchního famenu, spolu s *Palmatolepis glabra glabra*). Z hlediska pravděpodobnosti výskytu facií (vývoj klimatu a tektoniky mezi Gondwanou a Laurussií) by mocné oolity měly být stáří frasn/famen až visé (v int. 370–330 Ma) a oolity obklopující mocné mramory (?packstone-floatstone) by měly být givetské (v int. 380–375 Ma). V jednom vzorku oolitového karbonátu bylo stanoveno složení izotopů Sr (vzorek byl analyzován v geochronologické laboratoři ČGÚ a v laboratoři fy Analytika Ltd.). Odvozená křivka hypotetického vývoje poměru izotopů Sr se protíná s křivkou fluktuací izotopického složení Sr v marinních karbonátech v období staršího paleozoika několikrát; pozoruhodné však je, že dva z průsečíků odpovídají stáří 365 a 350 Ma, tj. časovému úseku famen-tournai (Bendl - Patočka 1995). Bude-li vyřešeno stáří oolitů a obklopujících mramorů (ať již biostratigraficky nebo izotopově), pak nález oolitů v Dolních Albeřicích získá mimořádnou hodnotu pro posouzení paleokonfiguračních a deformačních poměrů na S Českého masivu.

Literatura

- Bendl, J. - Patočka, F. (1995): The ^{87}Rb - ^{86}Sr isotope geochemistry of the metamorphosed bimodal volcanic association of the Rýchory Mts. crystalline complex, West Sudetes, Bohemian Massif. – Geol. Sudetica, 29, 3–18. Warszawa.
- Bendl, J. - Patočka, F. - Pivec E. (v tisku): The ^{87}Rb - ^{86}Sr isotope geochemistry of the blueschist and greenschist metavolcanics of the Rýchory Mts. crystalline complex, West Sudetes, Bohemian Massif. – Geol. Sudetica, Warszawa.
- Cymerman, Z. - Piasecki, M. A. J. (1994): The terrane concept in the Sudetes, Bohemian Massif. – Geol. Quaterly, 38, 191–210. Warszawa.
- Guiraud, M. - Burg, J. P. (1984): Mineralogical and petrological study of a blueschist metatuff from the Železný Brod Crystalline Complex, Czechoslovakia. – Neu. Jb. Miner., Abh., 149, 1–12. Stuttgart.
- Hampel, J. (1911): Die krystallinen Schiefer der Südabdachung des Riesengebirges zwischen Freiheit und Schneekoppe. – Lotos, 59, 169–127. Praha.
- Hosotani, H. - Banno, S. (1986): Amphibole composition as an indicator of subtle variations in epidote-glaucophane system. – J. Metamorphic Geol., 4, 123–35. Amsterdam.
- Cháb, J. - Vrána, S. (1979): Crossite-actinolite amphiboles from the Krkonoše-Jizera crystalline complex and their geological significance. – Věst. Ústř. Úst. geol., 54, 2, 143–150. Praha.
- Chaloupský, J. - Červenka, J. - Jetel, J. - Králík, F. - Líbalová, J. - Píchová, E. - Pokorný, J. - Pošmourný, K. - Sekyra, J. - Šrbený, O. - Šalanský, J. - Šrámek, J. - Václ, J. (1989): Geology of the Krkonoše and Jizerské hory Mts. (angl. resumé). – Čes. geol. úst. Praha.
- Chlupáč, I. (1993): Stratigraphic evaluation of some metamorphic units in the N part of the Bohemian Massif. – Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh., 188, 363–388. Stuttgart.
- Maluskí, H. - Patočka, F. (v přípr.): Geochemistry and ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology of the blueschist and greenschist metavolcanics from the Rýchory Mountains complex (West Sudetes, Bohemian Massif): palaeotectonic significance.

- Narebski, W. (1994): Lower to Upper Paleozoic tectonomagmatic evolution of NE part of the Bohemian Massif. – Zbl. Geol. Paläont., 9/10, 961–972. Stuttgart.
- Oliver, G. J. H. - Corfu, F. - Krogh, T. E. (1993): U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana. – J. Geol. Soc., 150, 355–369. London.
- Patočka, F. - Pivec, E. - Olivierová, D. (1994): The mafic blueschists from the Rýchory Mts. crystalline complex (Western Sudetes, Bohemian Massif): metamorphic development and possible protolith composition. – In: R. Kryza (ed.): Abstracts of the International Conference "Igneous Activity and Metamorphic Evolution of the Sudetes Area, 1994". Inst. Geol. Sci., Wrocław University, 87–90. Wrocław.
- Pelikan, A. (1928): Glaukophan aus dem Riesengebirge. – Lotos, 76, 335–334. Praha.
- Teisseyre, J. H. (1973): Metamorphic complex of Rudawy Janowickie and Lasocki Grzbiet ridge. – Geol. Sudetica, 8, 7–129. Warszawa.
- Van Breemen, O. - Bowes, D. R. - Aftalion, M. - Zclazniewicz, A. - (1988): Devonian tectonothermal activity in the Sowie Góry gneissic block, Sudetes, SW Poland: evidence from Rb-Sr and U-Pb isotopic studies. – Ann. Soc. Geol. Polon., 58, 2–19. Warszawa.
- Wieser, T. (1978): Glaukophane schists and associated rocks of Kopina Mt. (Lasocki Range, Sudeten). – Mineral. pol., 9, 17–38. Warszawa.
- Winchester, J. A. - Floyd, P. A. - Chocyk, M. - Horbowy, K. - Kozdroj, W. (1995): Geochemistry and tectonic environment of Ordovician meta-igneous rocks in the Rudawy Janowickie Complex, SW Poland. – J. Geol. Soc. London., 152, 105–115. London.
- Yu-Chang-min (1988): Late Devonian (Famennian) receptaculitids from Guilin, Guangxi, South China. – Acta palaeont. sin., 27, 2, 238–248. Beijing.

¹ Geologický ústav, Akademie věd ČR, Rozvojová 135, 16502 Praha 6, e-mail: lucie@gli.cas.cz

² Lehr- und Forschungsgebiet Geol.-Paläont., Rhein.-Westf. Tech. Hochschule, Lochnerstr. 4–20, D-52056 Aachen

PLEISTOCENNÍ FLUVIÁLNÍ SEDIMENTY NA ÚZEMÍ MAPY KOLÍN

PLEISTOCENE FLUVIAL SEDIMENTS ON THE KOLÍN MAP SHEET

(13-32 Kolín)

Oldřich Holásek

Central Bohemia, Quaternary, Stratigraphy

Pleistocenní fluviální sedimenty zaujímají největší plochy v sv. a v. části mapy. Jejich vývoj je značně komplikovaný, protože jsou součástí terasových systémů několika vodních toků (Labe, Vrchlice, Klejnárky, Bečvářky, Kouřimky aj., včetně již neexistujícího toku). Podrobnější geologický výzkum kvartéru zde nebyl proveden, a proto považujeme uvedené stratigrafické členění teras za předběžné. Výchozí podklady byly získány v souborné práci Balatky a Sládka (1962). Vzhledem k napojení na sousední mapy bylo přihlédnuto ke stratifikaci těchto sedimentů také v bližším okolí.

Nejstarší fluviální šterkovité písky a písčité šterky, začleněné do spodního pleistocénu (větší stáří není vyloučeno), představuje asi 1–2 m mocný relikt s povrchem ca 77–78 m a bází 75–76 m nad nivou Vrchlice, který byl zjištěn jz. od Neškaredic. Na povrchu převažují poloostrohranné až polooválné valouny křemene, místy zvětřalých metamorfovaných hornin.

Poněkud nižší úroveň zaujímá patrně 2–3 m mocný relikt v. od Křečhoře s povrchem přibližně 64–66 m a bází 62–64 m nad nivou Labe. Není ale jisté, je-li součástí labského terasového systému.

Středně pleistocenní terasy se zachovaly v několika výškových úrovních. Nejstarší z nich (mindel 1?) reprezentují zejména dva výskyty písků, šterkovitých písků až písčitých šterků. Jeden z nich, mocný 2,5–8,3 m, s povrchem asi 52–53 m nad bází 43–48 m nad nivou Vrchlice, pokrývá plochý hřbet jv. od Kutné Hory. Jde o sediment místního toku s převahou křídových hornin nad křemenem a krystalickými břidlicemi (det. Minaříková). Koutek (1950) a Urbánek (1959) jej považují za tercierní.

Druhý rozsáhlý výskyt, mocný zhruba 9–12 m, s povrchem ca 43–48 m a bází 34–36 m nad nivou Labe, pokrývá ploché hřbety v širokém okolí Konárovic. Tato akumulace zaujímá nižší polohu, takže není vyloučeno, že jde o mladší stratigrafický stupeň (mindel 2). Podobnou výškovou úroveň mají malé reliktové mocné do 0,5 m v z. části Kolína (32 m nad nivou Labe) (Schwarz - Lochmann 1968) a vsv. od Křesetic (36 m nad nivou Klejnárky). Ve