

SESJA TERENOWA B FIELD SESSION B

ŚRODOWISKA DEPOZYCYJNE UTWORÓW JURY I KREDY JEDNOSTKI KRIŻNIAŃSKIEJ TATR ZACHODNICH (POLANA HUCISKA – DOLINA KRYTA – HUCIAŃSKI KLIN – DOLINA LEJOWA)

DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS OF JURASSIC AND CRETACEOUS DEPOSITS OF THE KRIŻNA UNIT,
WESTERN TATRA MOUNTAINS (HUCISKA ALP – KRYTA VALLEY – HUCIAŃSKI KLIN – LEJOWA VALLEY)

Renata JACH¹*, Alfred UCHMAN¹, Jacek GRABOWSKI², Michał GRADZIŃSKI¹,
Mariusz KĘDZIERSKI¹, Andrzej PSZCZÓŁKOWSKI³ & Jarosław TYSZKA⁴

¹*Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków;
R.J. e-mail: jach@ing.uj.edu.pl, M.G. e-mail: gradzinm@ing.uj.edu.pl,
M.K. e-mail: ubkedzie@if.uj.edu.pl, A.U. e-mail: fred@ing.uj.edu.pl*

²*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa;
e-mail: jacek.grabowski@pgi.gov.pl*

³*Instytut Nauk Geologicznych, PAN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa;
e-mail: apszczol@twarda.pan.pl*

⁴*Instytut Nauk Geologicznych, PAN, Ośrodek Badawczy w Krakowie, ul. Senacka 1, 31-002 Kraków;
e-mail: ndtyszka@cyf-kr.edu.pl*

*R.J. jest wspierana przez Fundację na Rzecz Nauki Polskiej w ramach Stypendium dla Młodych Naukowców w 2004 r.

WPROWADZENIE

Renata JACH & Alfred UCHMAN

Sesja terenowa dotyczy historii sedymencji utworów jednostki kriżniańskiej w jurze i kredzie. Szczegółowo zostaną omówione osady jury dolnej i dolnej części jury środkowej, a także osady kredy dolnej. Prezentowane będą odsłonięcia położone pomiędzy Doliną Chochołowską i Doliną Lejową (Fig. 1, 2).

Osady budujące jednostkę kriżniańską były deponowane w basenie zwanym basenem kriżniańskim (Fatricum), położonym na północno-zachodniej krawędzi Tetydy (e.g., Thierry & Barrier, 2000; Neugebauer *et al.*, 2001). Basen ten znajdował się pomiędzy dwoma obszarami stanowiącymi elementy wyniesione; od północy ograniczony był obszarem Tatricum, a od południa Veporicum. Szerokość basenu kriżniańskiego jest

szacowana na około 100 km (Plašienka & Prokešová, 1996).

W basenie kriżniańskim na początku jury panowała ujednolicona sedymentacja mieszanych osadów silikoklastyczno-węglanowych (Fig. 3; Bujnovský & Polák, 1978). Osady te były formowane na głębokościach nerytycznych (Gaździcki, 1975; Punkt B7). Następnie basen ten ulegał pogłębianiu, jednakże poszczególne jego fragmenty zachowywały się odmiennie. Generalnie, część basenu kriżniańskiego, której osady znajdują się na terenie Tatr Polskich należała do głębszej strefy tego basenu, gdzie deponowane były osady sukcesji Zliechov. Typowym osadem tej strefy są basenowe wapienie i margle plamiste (Punkt B8; Gaździcki *et al.*, 1979; Wieczorek, 1984). Osady takie w reglach Tatr Wysokich deponowane były od pliensbachu do bajosu (Iwanow, 1973; Lefeld *et al.*, 1985; Brud, 1986). Natomiast na obszarze prezentowanym w trakcie sesji terenowej osady te są wieku synemur późny – pliensbach (Lefeld

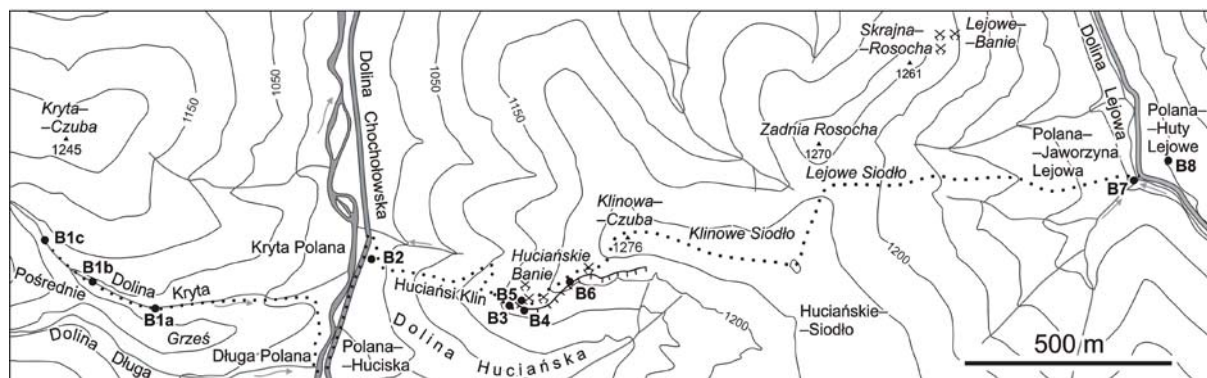
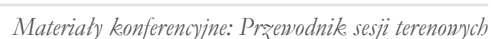


Fig. 1. Trasa sesji terenowej B; B1a-c - Dolina Kryta; B2 - Polana Huciska; B3-6 - Huciański Klin; B7-8 - Polana Huty Lejowe

Fig. 1. Itinerary of the excursion B; B1a-c - Kryta Valley; B2 - Huciska Alp; B3-6 - Huciański Klin; B7-8 - Huty Lejowe Alp



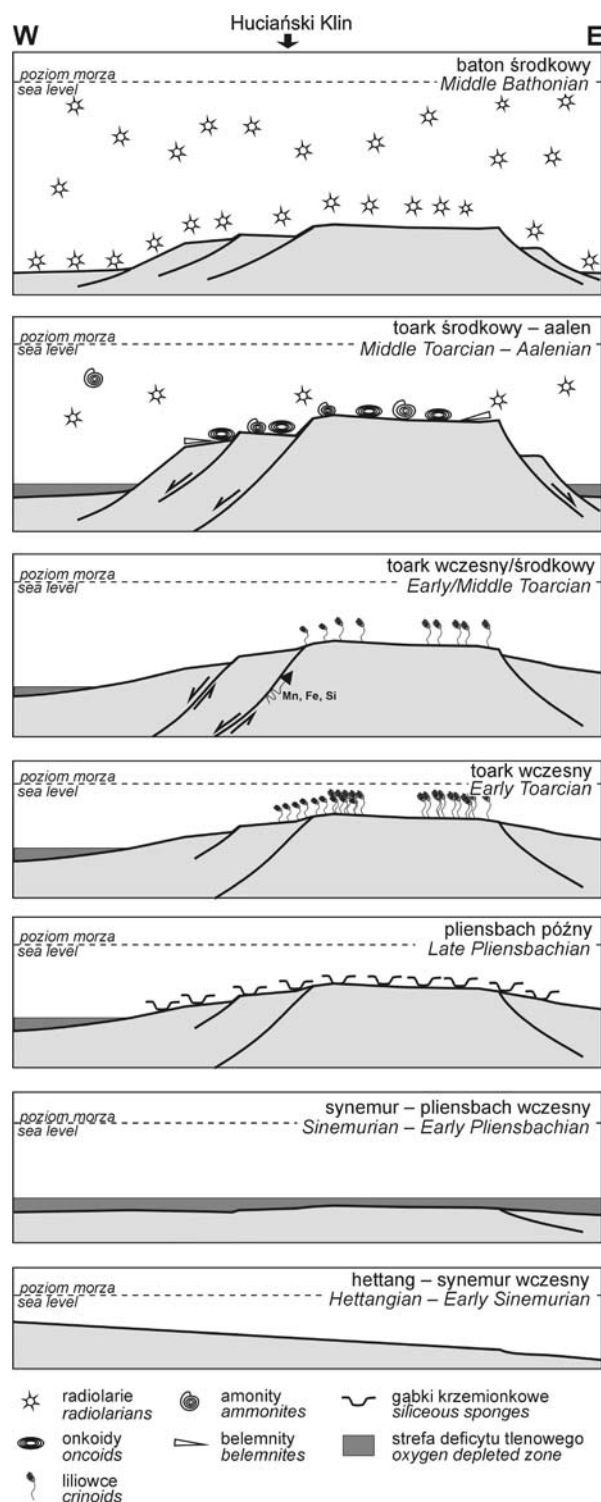


Fig. 3. Model rozwoju facjalnego prezentowanego fragmentu basenu kriżniańskiego w czasie jury wczesnej i środkowej (wg Jach, 2003; zmodyfikowany)

Fig. 3. Early–Middle Jurassic evolution of the studied part of the Križna Basin (after Jach, 2003; modified)

fologii dna basenu, i odzwierciedliło się w dużym zróżnicowaniu lateralnym powstających osadów. Osady deponowane na poszczególnych blokach, często w różnych środowiskach, charakteryzują się odmienną litologią i miąższością.

Po aalenie w basenie kriżniańskim nastąpiło znaczne ujednolicenie facji, wyrażające się depozycją radiolarytów i wapieni pelagicznych

(Fig. 3). W kredzie wczesnej istniał stosunkowo głęboki basen z sedymentacją głównie margli i kalcytulitów (formacja margli z Kościeliskiej; punkty B1, B2). Wpływ na sedymentację w tym basenie miały procesy zachodzące na otaczających platformach węglanowych, w tym prawdopodobnie zmiany klimatyczne, eustatyczne i tektoniczne. Lokalnie miała miejsce redepozycja z platform do basenu. Jej zapisem są zwłaszcza wapienie murańskie występujące głównie we wschodniej części Tatr. Redepozycja miała mniejsze znaczenie na obszarze prezentowanym podczas sesji terenowej, aczkolwiek obecne są tu poziomy z ławicami kalkarenitów oraz piaskowców. W ostatnich latach rozpoznana została precyzyjnie stratygrafia tych utworów (Kędzierski & Uchman, 1997; Pszczółkowski, 2003; Gedl *et al.*, 2003), co stanowi dobrą podstawę do dalszych badań, w tym badań sedymentologicznych.

INTRODUCTION

Early Jurassic rifting of the Western Tethys disintegrated shelves in the surrounding passive margins. In result of block tectonics, basins and horsts were formed. Individual blocks were characterized by different subsidence, and what, in turn, resulted in strong diversification of facies. In the western part of the Tatra Mts., the Križna Unit is represented by the Bobrowiec Unit. This unit displays complete section of the Lower Triassic–Lower Cretaceous carbonate, siliciclastic and siliceous deposits (Fig. 2). The largest facies diversification is observed in the upper Lower Jurassic and lower Middle Jurassic deposits (Fig. 3). Lithology and thickness of the Toarcian and Aalenian facies change laterally. Locally manganese limestones occur. They are related to submarine hot springs. After Aalenian, an unification of facies took place. It continued till Early Cretaceous. During Early Cretaceous, a relatively deep basin persisted. It was filled mostly with marlstones and calcilutites forming the Kościeliska Marl Formation. Their sedimentation was influenced by processes that took place in the adjacent carbonate platform, including climatic, eustatic and tectonic changes. Locally, redeposition from the platforms to the basin took place. It is recorded by the Muráň Limestones in the eastern Tatra Mountains. Redeposition was less important in the area of the excursion, however packages of calcarenites and sandstones are present here. Recently stratigraphy of the Lower Cretaceous deposits was better understood (Kędzierski & Uchman, 1997; Pszczółkowski, 2001; 2003; Gedl *et al.*, 2003). This is a good basis for further research, including sedimentology.

OPIS STANOWISK EXPLANATION OF STOPS

Punkt B1 – Dolina Kryta **Tempo sedymentacji wapieni i margli** **tytonu – walanżynu dolnego**

Jacek GRABOWSKI
& Andrzej PSZCZÓŁKOWSKI

Wapienie i margle najwyższej jury (tyton) i dolnej kredy jednostki tektonicznej Bobrowca są odsłonięte w Dolinie Krytej oraz na grzbiecie oddzielających wspomnianą dolinę od Doliny Długiej. Opracowane profile dostarczyły danych magneto- i biostratygraficznych w odniesieniu do osadów tytonu i beriasu (Fig. 4). Dane te umożli-

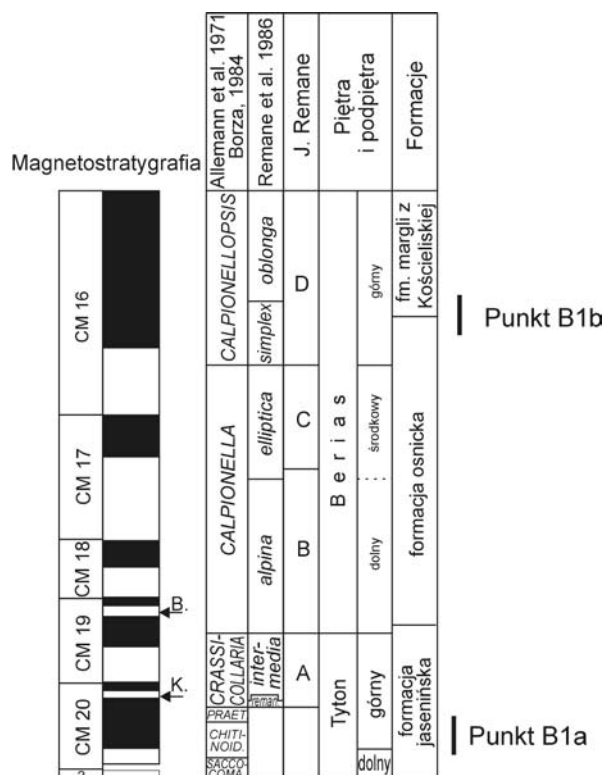


Fig. 4. Schemat lito-, bio- i magnetostratygraficzny górnego tytonu i beriasu w jednostce Bobrowca, Tatry Zachodnie (bez skali pionowej). B - subzона magnetyczna Brodno; K - subzона magnetyczna Kysuca; kolor czarny - polarność normalna; kolor biały - polarność odwrotna (wg Grabowski & Pszczółkowski, 2002)

Fig. 4. Litho-, bio- and magnetostratigraphic sketch of the Upper Tithonian and Berriasian in the Bobrowiec unit, Western Tatra Mts. (not to scale). Black - normal polarity, white - reversed polarity (after Grabowski & Pszczółkowski, 2002)

wiły oszacowanie zmian tempa sedymentacji.

Ścieżka prowadząca wzdłuż Chochołowskiego Potoku do Doliny Krytej przecina kontakt (częściowo zakryty) wapieni formacji osnickiej z formacją margli z Kościeliskiej (Lefeld *et al.*, 1985). Dalej na północ ścieżka dochodzi do drogi na skraj Krytej Polany. Około 450 metrów dalej na zachód w dnie Doliny Krytej znajduje się odsłonięcie wapieni i margli tytonu.

Punkt B1a

W drodze widoczne są płytowe, szaro-zielone wapienie mikrytowe i margle podobnego koloru formacji jaseńskie (Fig. 5); ławice tych skał zapadają ku północy. W dolnej części profilu, którego całkowita miąższość wynosi 6 metrów, przeważają wapienie, natomiast w górnej - margle. Wapienie zawierają liczne szczątki liliowców (Saccocomidae) oraz chitinoidełły. Te ostatnie wskazują na podpoziom *Bonetii* poziomu *Chitinoideella*. Najwyższa część profilu została już zaliczona do poziomu *Praetintinnopsella* (tyton górny). Tylko ławica K-1 reprezentuje strop magnetozonej odwrotnej, podczas gdy ławice K-2 do K-17 wykazują namagnesowanie normalne (prawdopodobnie magnetozone CM20n). Tempo sedymentacji dla podpoziomu *Bonetii* można oce-

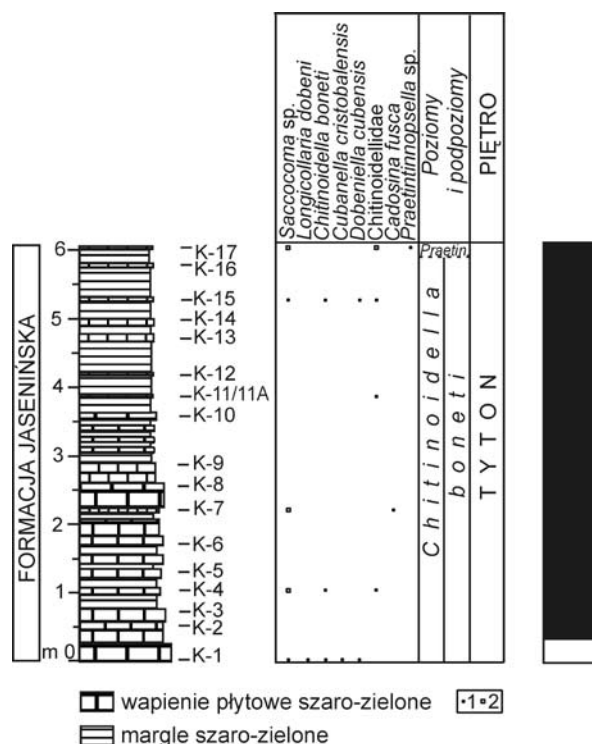


Fig. 5. Profil stratygraficzny formacji jaseńskiej w Dolinie Krytej. Frekwencje taksonów: 1 - pojedyncze okazy, 2 - częste występowanie taksonu. Praetina. - Praetintinnopsella. Magnetostratygrafia: kolor czarny - polarność normalna, kolor biały - polarność odwrotna (wg Grabowski & Pszczółkowski, 2002)

Fig. 5. Stratigraphical section of the Jasenina Fm., Kryta Valley. Taxon frequency: 1 - rare, 2 - common. Praetina. - Praetintinnopsella. Magnetostratigraphy: black - normal polarity, white - reversed polarity (after Grabowski & Pszczółkowski, 2002)

nić na 5,8-7 m/mln lat (wartość minimalna, bez uwzględnienia wpływu kompaktacji). W sąsiednim profilu Pośrednie III tempo sedymentacji wyliczone dla całej magnetozone CM20n jest niższe (4,83 m/mln lat).

Punkt B1b

Kontakt formacji z Osnicy z formacją margli z Kościeliskiej znajduje się w potoku, około 250 m w górę Doliny Krytej w stosunku do podpunktu wcześniejszego. Mamy tam do czynienia ze stopniowym przejściem wapieni pierwszej z wymienionych formacji w margle tej drugiej jednostki litostratygraficznej. W strefie kontaktu obu formacji jest obecny takson *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch), co wskazuje na podpoziom *Oblonga* (sensu Remane *et al.*, 1986) beriasu górnego (Fig. 6). W profilu zlokalizowanym na pobliskim grzbiecie Pośrednie oraz w profilu Rówienka (w Dolinie Lejowej) omawiana granica formacji znajduje się w dolnej części magnetozone CM16n. Tempo sedymentacji formacji z Osnicy mieści się w granicach od 10 do 17 m/mln lat; wzrasta ono do 18-23 m/mln lat w dolnej części formacji margli z Kościeliskiej. Granica poziomów *Calpionellopsis* (berias górny) i *Calpionellites* (walanżyn dolny) została wyznaczona około 14 metrów powyżej dolnej granicy formacji margli z Kościeliskiej

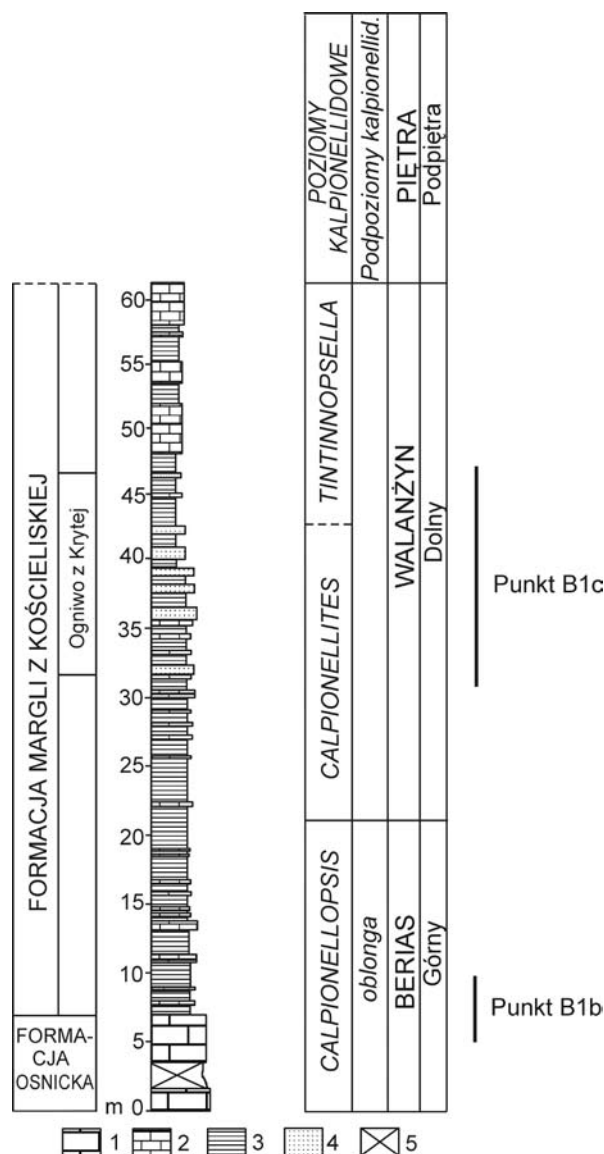


Fig. 6. Uproszczony profil stratygraficzny formacji margli z Kościelskiej (część najniższa) w Dolinie Krytej (Pszczółkowski, 2003). 1 - wapienie pelagiczne formacji osnickiej; 2 - mikrytowe i margliste wapienie formacji margli z Kościelskiej; 3 - margle; 4 - piaskowce (turbidyty); 5 - odcinki profilu zakryte. Poziomy kalpionellidowe wg Allemann *et al.* (1971) i Remane *et al.* (1986).

Fig. 6. Generalized stratigraphical section of the Kościeliska Marl Fm. (lowestmost part) in the Kryta Valley (Pszczółkowski, 2003). 1 - pelagic limestones (Osnica Fm.); 2 - micritic and marly limestones (Kościeliska Marl Fm.); 3 - marlstones; 4 - sandstones (turbidites); 5 - covered intervals. Calpionellid zones after Allemann et al. (1971) and Remane et al. (1986)

(Pszczółkowski, 2003; Fig. 6).

Punkt Blc

Ogniwo z Krytej formacji margli z Kościeliskiej jest dobrze odsłonięte w potoku. Jest to typowy profil tego ogniwa, które składa się z margli z wkładkami piaskowców i wapieni o łącznej miąższości 15 m (Fig. 6). Wśród piaskowców (turbidyty) przeważają średnioziarniste arenity lityczne i arkozowe, jednak obecne są również piaskowce hybrydowe (Świerczewska & Pszczółkowski, 1997). Obszarem źródłowym były zapew-

ne struktury tektoniczne zlokalizowane na wschód i/lub południowy wschód od basenu krzyżniańskiego (por. Vašíček *et al.*, 1994). Brak danych paleomagnetycznych nie pozwala na wyznaczenie tempa sedymentacji dla konkretnych magnetozon. Wiek ogniwa z Krytej został określony jako środkowa część walanżynu dolnego (Pszczółkowski, 2003). Na podstawie danych biostratygraficznych tempo sedymentacji osadów zaliczonych do poziomu *Calpionellites*, w tym także należących do ogniwa z Krytej, można w przybliżeniu ocenić na 18-20 m/mln lat.

Stop B1 – Kryta Valley

Sedimentation rates of the Tithonian-Lower Valanginian limestones and marls

In the Bobrowiec tectonic unit the limestones and marls of the latest Jurassic (Tithonian) and Lower Cretaceous crop out in the Kryta Valley. Magnetostratigraphic and biostratigraphic data have been acquired in selected sections (Fig. 4) to estimate changes in sedimentation rate during Tithonian and Berriasian times. Greyish-green platy limestones and marls 6 m thick of the Jasenina Formation (Tithonian) are exposed at the road in the Kryta Valley (Fig. 5). These deposits belong to the *Boneti* Subzone of the *Chitinoidea* Zone and to the Late Tithonian *Praetintinnopsella* Zone. Sedimentation rate is estimated between 5,8 and 7 m/Ma for CM20n magnetozone. A value of 10-17 m/Ma was calculated for the Osnica Formation of the Berriasian age. An increase in sedimentation rate to 18-23 m/Ma was detected for the lower part of the Kościeliska Marl Formation (Late Berriasian). Similar rate of deposition (18-20 m/Ma) is estimated for the *Calpionellites* Zone during the Early Valanginian based on the biostratigraphic data (Fig. 6).

Punkt B2 – Polana Huciska

**Utwory formacji margli z Kościeliskiej
(kreda dolna)**

Mariusz KĘDZIELSKI & Alfred UCHMAN

Po zachodniej stronie drogi, na południowym krańcu Polany Huciska znajduje się małe odsłonięcie dolnokredowych margli należących do formacji margli z Kościeliskiej. Są to utwory analogiczne do znajdujących się w profilu stratotypowym w Dolinie Kościeliskiej (Lefeld *et al.*, 1985). W obrębie tej formacji wyróżniono 4 ogniwa: ogniwo z Pod Furkaską, ogniwo z Krytej, ogniwo ze Wściekłego Żlebu i ogniwo wapieni murańskich (Pszczółkowski, 2003). Formacja margli z Kościeliskiej zbudowana jest głównie z ciemno- i jasnoszarych margli lub kalcyłutytów oraz podrzędnie kalkarenitów (ogniwa wapienia murańskiego) a także piaskowców (w ogniwie z Krytej).

Margle i kalcylutyty zawierają charakterystyczne struktury bioturbacyjne. Zespół skamieniałości śladowych jest reprezentowany głównie przez *Chondrites*, *Planolites* i *Trichichnus*. Występuje także ?*Thalassinoides* oraz bardzo rzadko ?*Zoophycos* i ?*Teichichnus*. Skamieniałości śladowe widoczne są jako ciemne plamy na całkowicie zbioturbowanym, jaśniejszym tle. Ich wzajemne relacje przestrzenne wskazują na stałe relacje wzajemnego przecinania się. *Chondrites*

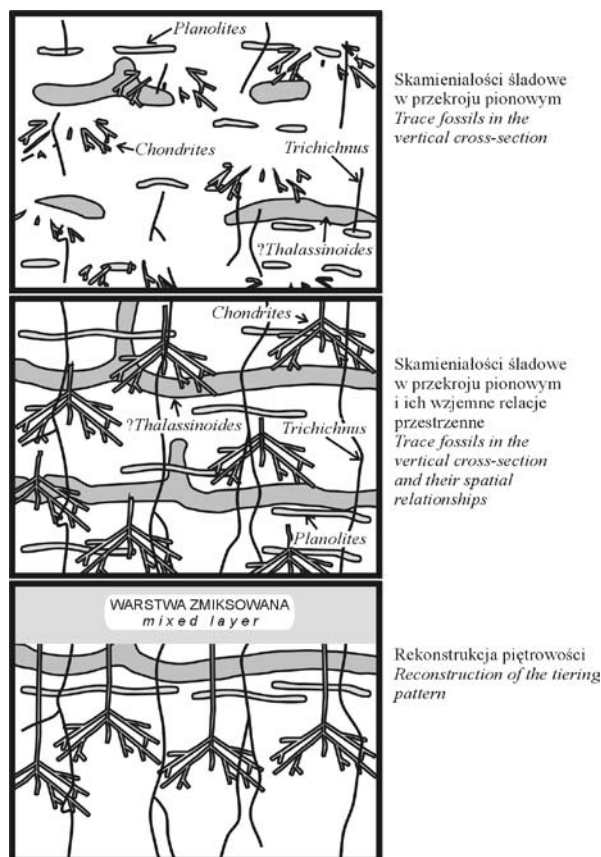


Fig. 7. Relacje tnące pomiędzy skamieniałościami śladowymi w marglach i wapieniach formacji margli z Kościeliskiej i rekonstrukcja piętrowości w osadzie (Kędzierski & Uchman, 1997; Uchman 1997)

Fig. 7. Cross-cutting relationships between trace fossils from the Kościeliska Marl Formation, and reconstruction of their tiering pattern (Kędzierski & Uchman, 1997; Uchman 1997)

przecina *Thalassinoides* i *Planolites*, a wszystkie te formy te są przecinane są przez *Trichichnus*. Relacje te pozwalają na odtworzenie piętrowości penetracji w osadzie (Fig. 7). Margle zawierają także niezbyt liczny i słabo zróżnicowany taksonomicznie nannoplankton wapienny. Zespół zdominowany jest przez *Watznaueria barnesae* i *Nannoconus steinmannii*. Gatunki te występują (z niewielkimi wyjątkami) w całym profilu formacji margli z Kościeliskiej, zatem jej wiek mieściłby się w przedziale ustalonym zasięgiem całkowitym *N. steinmannii* czyli od beriasu dolnego po apt dolny. W kilku próbkach występowały taksony o krótszych zasięgach stratygraficznych. Dotyczy to szczególnie *Tegulolithus septentrionalis* (hoteryw górny) oraz *Micrantholithus speetonensis* (walanżyn dolny). Jest to zgodne z ustaleniami opartymi na amonitach (Lefeld, 1974; Lefeld *et al.*, 1985) oraz kalpionellach i otwornicach (Pszczółkowski, 2003). W jednym przypadku stwierdzono obecność rodzaju *Prediscosphaera* sugerującą możliwość występowania osadów z pogranicza aptu i albu (Kędzierski & Uchman, 1997). Ponadto opisano *Calcicalthina oblongata* (walanżyn dolny – barrem dolny), *Cruciellipsis cuvillieri* (berias dolny – hoteryw górny) i *Speetonia colligata* (berias dolny – barrem dolny).

Występowanie tych gatunków obok *Tubodiscus verenae* oraz licznych nannokoniusów jest charakterystyczne dla zespołów prowincji tetydzkiej. Jedynie *M. speetonensis* i *T. septentrionalis* wskazują na wpływy borealne w walanżynie wczesnym oraz hoterywie późnym. Ponadto dominacja *W. barnesae* (gatunku oportunistycznego) w zespołach nannoplanktonu jest typowa dla środowisk o niewielkiej podaży nutrientów, co można wiązać z warunkami środowisk pełnomorskich i znacznym oddaleniem od brzegu. Do podobnych wniosków prowadzi analiza skamieniałości śladowych, których zespół przypomina ichnofację *Zoophycos* typową dla takich środowisk poniżej burzowej podstawy falowania. Jednocześnie zachowanie się jedynie zespołu ichnoskamieniałości najgłębszych pięter i całkowicie zbityrbowane tło świadczą o intensywnej bioturbacji typowej dla środowisk dobrze natlenionych.

Stop B2 – Huciska Alp Kościeliska Marl Formation (Lower Cretaceous)

Lower Cretaceous limestones and marlstones of the Kościeliska Marl Formation are totally bioturbated. Trace fossils include *Chondrites* that cross cut *Thalassinoides* and *Planolites*. All of them are cross cut by *Trichichnus*. The cross cutting relationships enable to reconstruct the tiering pattern. The trace fossils indicate relatively good oxygenation. Among nannoflora, abundant occurrence of *Watznaueria barnesae* indicates full-marine environment, far from land masses.

Punkt B3 – Huciański Klin Spikulatory domeru

Renata JACH

Na południowych stokach Klinowej Czuły (1276 m n.p.m.) ponad Polaną Huciska, na wysokości około 1200 m n.p.m., znajdują się rzędy skałek kilkunastometrowej wysokości. Skałki te są zbudowane z różnorodnych utworów jury dolnej i środkowej. Odsłaniające się tu utwory domeru – aalenu reprezentują osady pelagicznej platformy węglanowej.

Spikulatory, o miąższości 16 m, odsłaniają się ponad wapieniami plamistymi (synemur – pliensbach dolny; miąższość około 100 m), które widoczne są tylko w zwietrzelinie. Wiek spikulitów został określony na domer na podstawie superpozycji.

Spikulatory są wykształcone jako ulawicone, twarde, ciemne skały (Fig. 8). Miąższość ławic waha się od kilku do 30 cm. W terenie można wyróżnić spikulatory lite, o nierównym przełamie, w swoim składzie oprócz chalcedonu mają również kalcyt oraz spikulatory kostkowe, które charakteryzuje sieć spękań, dających w efekcie wrażenie kostkowej oddzielności (Godlewski, 1996). Spikulatory kostkowe złożone są głównie z chalcedonu tworzą najczęściej środkowe części ławic, gdzie budują soczewki o rozciągłość do kilku metrów.

Spikule gąbek krzemionkowych stanowią do 60% objętości skały i tworzą zazwyczaj zwarty



Fig. 8. Przekrój poprzeczny ławicy spikulitów, w dolnej części typ kostkowy, a w górnej lity; okaz polerowany; skala 3 cm

Fig. 8. Cross section of a spiculite bed. Note cubic spiculites at the bottom, and massive spiculites at the top of bed; polished slab; scale bar 3 cm



Fig. 9. Gęste upakowanie spikul gąbek. Powierzchnia trawiona w HF; obraz w SEM

Fig. 9. A distinctive accumulation of siliceous sponge spicules. SEM image of HF etched surface

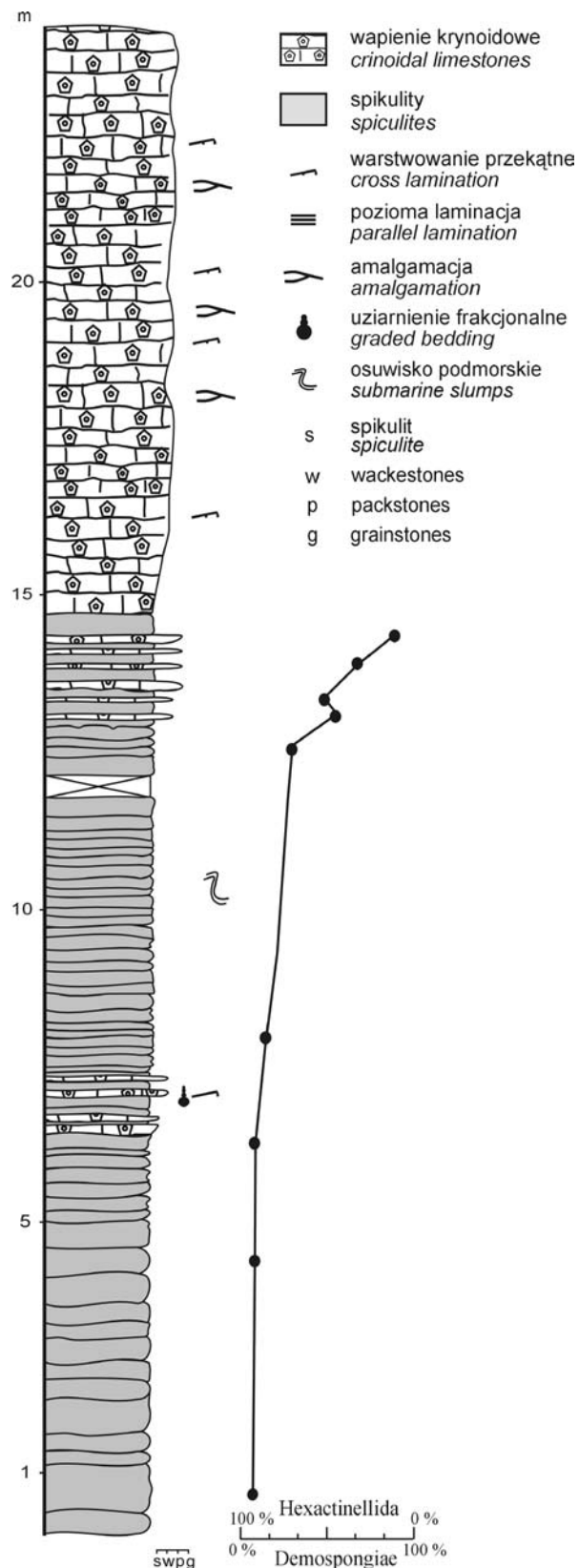


Fig. 10. Profil litologiczny spikulitów oraz wapieni krynoidowych, z zaznaczoną zmiennością składu spikul Hexactinellida i Demospongiae (według Jach, 2002a)

Fig. 10. Lithological log section of the spiculite and crinoidal grainstone package, with changes in proportion of Hexactinellida and Demospongiae spicules (after Jach, 2002a)

skielet ziarnowy (Fig. 9; Sujkowski, 1933). Spikule należą do gąbek krzemionkowych Hexactinellida i Demospongiae, wśród których dominują Tetractinellida (Jach, 2002a). Spikule Hexactinellida są reprezentowane przez heksaktyny (Fig. 9), a wśród spikul Demospongiae przeważają trieny. Spikule nie noszą śladów abrazji, często są zachowane w całości (Fig. 9). Spikule są autochtonicznymi bioklastami czego dowodzi zróżnicowanie wielkościowe i jakościowe spikul oraz bardzo dobry stan ich zachowania. Są one spojone cementem krzemionkowym - chalcedonowym lub złożonym z blokowego mikrokwarcu.

Spikulity deponowane były na skłonach podmorskiego wyniesienia porastanego przez gąbki w warunkach niskiej energii, poniżej normalnej, a zapewne także sztormowej podstawy falowania (e.g., Van Vagoner *et al.*, 1989; Krautter, 1997). Obszar ten w trakcie depozycji spikulitów ulegał stopniowemu spływaniu o czym świadczy stwierdzone w prezentowanym profilu trend zmian ilościowych w składzie spikul gąbek (Jach, 2002a). W górę profilu wzrasta ilość spikul Demospongiae kosztem Hexactinellida, które zdecydowanie dominują w dolnej części profilu (Fig. 10). W najwyższych warstwach profilu spikulitów, ilość spikul Demospongiae przewyższa ilość spikul Hexactinellida.

Sylifikacja spikulitów zachodziła na etapie wczesnej diagenety (Jach, 2002a). Spikulity kostkowe podlegały szybszej lityfikacji niż otaczające spikulity lite. W tych strefach transformacja opalu A w opal CT była szybsza. Redystrybucja krzemionki polegała na imporcie krzemionki przez spikulity kostkowe, kosztem otaczającego osadu.

W górnej części profilu występuje pakiet ławic o uławiceniu zaburzonym (Fig. 11).



Fig. 11. Uławicenie zaburzone w obrębie spikulitów, interpretowane jako podmorskie osuwisko; utwory zaburzone przykryte są spikulitami uławicowymi

Fig. 11. Submarine slump within the studied spiculites; note uneven base of the slumped beds

W obrębie tego pakietu warstwy są sfaldowane, miejscami zrotowane, lokalnie zbrekcjowane. Powierzchnia spągowa tego pakietu jest nierówna, a cały pakiet jest przykryty przez niezdeformowane ławice spikulitów. Pakiet ten jest interpretowany jako osuwisko podmorskie (Jach, 2002a).

W kompleksie spikulitów występują po-

jedyncze przeławicenia wapieni krynoidowych; są to wackestony, packstony, rzadziej grainstony krynoidowe (Fig. 10; Jach, 2002a). Wapienie występują jako warstwy o miąższości od kilku do kilkunastu centymetrów oraz jako soczewki. Są one zbudowane głównie z fragmentów krynoidów oraz podrzędnie z pojedynczych kolców jeżowców, skorupiek małżoraczków, muszli małży i skorupiek otwornic bentonicznych. Bioklasty są pokruszone i obtoczone. Niektóre z ławic wapieni krynoidowych wykazują subtelną wewnętrzną przekątną laminację oraz uziarnienie frakcjonalne.

Wapienie krynoidowe deponowane były w warunkach wyższej energii niż spikulity. Świadczą o tym wymienione wyżej struktury sedimentacyjne, obtoczenie bioklastów oraz większe niż w spikulitach rozmiary bioklastów. Są to utwory zbudowane z materiału przyniesionego do miejsca depozycji przez spływy grawitacyjne, zapewne indukowane przez sztormy. Obszarem źródłowym materiału krynoidowego były przypuszczalnie płytsze części basenu porastane przez łąki krynoidowe. Ławice wapieni krynoidowych reprezentują tak zwane *event beds* w obrębie spikulitów i noszą cechy dystalnych tempestytów. W górę profilu spikulitów zaznacza się wzrost ilości i miąższości ławic wapieni przy jednoczesnym wzroście wysortowania materiału krynoidowego. Trend ten jest zapisem spływania, w efekcie którego spływy coraz częściej docierały na obszar porastany przez gąbki.

Stop B3 – Huciański Klin Domerian spiculites

Spiculitic complex (Domerian), 16 m thick, crops out on slopes of Huciański Klin above the Huciska Alp. Bedded spiculites are built almost entirely of sponge spicules (Figs 8, 9). Submarine slumps and intercalations of crinoidal limestones within spiculitic complex are visible in the outcrop (Figs 10, 11). The latter are interpreted as event beds genetically related to storms. Gradual upward replacement of Hexactinellida by Demospongiae is a result of a shallowing upward trend.

Punkt B4 – Huciański Klin Wapienie krynoidowe toarku dolnego

Renata JACH

Powyżej spikulitów odsłania się miąższy kompleks wapieni krynoidowych (do 12 m), wykształconych jako bardzo dobrze wysortowane grainstony krynoidowe. Jest to najlepsze odsłonięcie tych utworów w Tatrach Zachodnich. Wiek wapieni krynoidowych określony jest na toark dolny głównie na podstawie pozycji w profilu oraz danych chemostratygraficznych (Lefeld *et al.*, 1985; Krajewski *et al.*, 2001; Myczyński & Lefeld, 2003). Cechą charakterystyczną tego kompleksu jest wyraźne uławicenie. Ławice mają zmienną miąższość od kilku do 60 cm i różnią się między sobą barwą i często wielkością ziarna.

W wapieniach krynoidowych poza fragmentami krynoidów będącymi podstawowymi

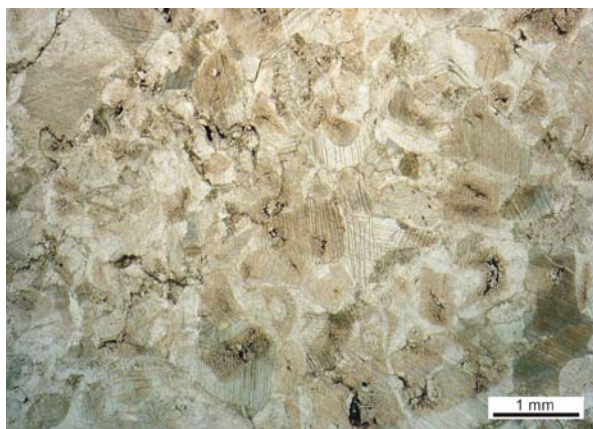


Fig. 12. Grainston krynoidowy, składniki spozone cementem syntaksjalnym; płytka cienka

Fig. 12. Crinoidal grainstone with syntaxial cements; thin section

składnikami występują bardzo nieliczne kolce jeżowców, muszle małży, ramienionogów, skorupki małżoraczków oraz otwornic endobentonicznych. Bioklasty są dobrze zachowane, jedynie nieznacznie obtoczone. Ponadto stwierdzono ekstraklasty, głównie żółtych dedolomitów, o średnicy około 0,4 mm. Składniki spozone są cementem syntaksjalnym (Fig. 12). W profilu wapieni krynoidowych na Huciańskim Klinie zaznacza się trend grubienia ziarna w górę profilu, od 0,5 mm do 1-1,2 mm. Poszczególne ławice cechują się subtelnym uziarnieniem frakcjonalnym normalnym.

Kompleks jednorodnych osadów krynoidowych cechujących się bardzo dobrym wysortowaniem, zdominowanych przez krynoidy, jest zapewne efektem wielokrotnego sortowania. Dobry stan zachowania bioklastów jest pochodną specyficznej wewnętrznej struktury fragmentów



Fig. 13. Erozyjna amalgamacja ławic w obrębie kompleksu grainstonów krynoidowych

Fig. 13. Erosional bed amalgamation within crinoidal grainstone complex

krynoidów, które mają bardzo mały ciężar właściwy i dzięki temu nie ulegają łatwemu niszczeniu mechanicznemu (Schwarzacher, 1963). Bardzo duża jednorodność teksturalna osadów, spójność materiału cementem syntaksjalnym oraz zapewne bioturbacja materiału utrudniają obserwacje wewnętrznych cech ławic. Jednakże obserwowane struktury charakterystyczne dla osadów sztormowych, stwierdzone w wapieniach krynoidowych (Fig. 13; erozyjna amalgamacja ławic, uziarnienie frakcjonalne, warstwowanie przekątne w tym warstwowanie typu kopułowego w profilu na Świńskiej Turni) sugerują, że są to osady proksymalnych tempestatów deponowanych stosunkowo płytko (e.g., Aigner, 1985; Einsele, 2000). Duża miąższość jednorodnego kompleksu tempestatowego, bez warstw drobnoziarnistych deponowanych w warunkach niższej energii, świadczy o kanibalizmie ławic tempestatowych. Ubóstwo innych bioklastów świadczy o tym, że materiał już pierwotnie był w dużej mierze zdominowany przez szczątki krynoidów. Można więc sądzić, że miejsce depozycji prawdopodobnie znajdowało się stosunkowo blisko miejsca wzrostu krynoidów, czyli tak zwanych łąk krynoidowych (e.g., Głuchowski, 1987).

Depozycja wapieni krynoidowych dokumentuje kontynuację trendu pływającego w basenie krzyżniańskim w toarku wczesnym, zaznaczającego się już w niższej części kompleksie spikulitów (punkt B-3). Trend ten wyraża się przejściem od tempestatów dystalnych do proksymalnych (Jach, 2003).

Stop B4 – Huciański Klin **Lower Toarcian crinoidal limestones**

Thick complex (up to 12 m) of very well sorted crinoidal grainstones crops out above the spiculites (Figs 10, 12). The complex displays widespread erosional bed amalgamation (Fig. 13). Crinoidal grainstones represent tempestites, mainly of proximal type. Their deposition documents shallowing-upward trend in the Krížna Basin during the early Toarcian.

Punkt B5 – Huciański Klin **Utwory manganowe toarku dolnego**

Renata JACH

Utwory manganowe występują lokalnie pomiędzy Doliną Lejową i Chochołowską. Ich jedyne odsłonięcia znajdują się na Huciańskim Klinie w sztolniach zachowanych z czasów XIX wiecznej eksploatacji (Fig. 14; Jach, 2002b). Utwory te leżą ponad wapieniami krynoidowymi a pod czerwonymi wapieniami bulastymi (Fig. 2). Kontakt utworów manganowych z osadami otaczającymi jest ostry. Utwory te tworzą soczewkę o rozciągłości ponad 150 m i miąższości do około 2 m.

Utwory manganowe cechują się dużą zmiennością facjalną zarówno pionową jak i lateralną. Można wyróżnić: (i) osady spągowe, (ii) zasadniczą ławicę manganową oraz (iii) osady

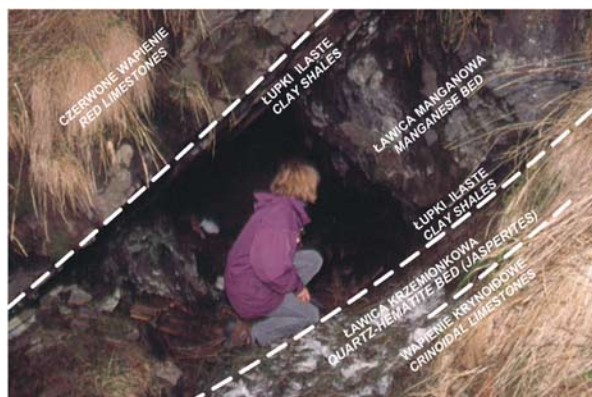


Fig. 14. Profil utworów manganowych widoczny w otworze jednej ze sztolni

Fig. 14. Manganese bearing-deposits section in the entrance to a shaft

stropowe (Fig. 14, 15).

Osady spągowe złożone są z żelazistych stromatolitów (zawartość Fe do 43%), oraz łupków ilastych o bardzo zróżnicowanym składzie mineralnym (m.in. minerały mieszanopakietowe chloryt-smektyt w tym corrensyt, wermikulit-smektyt, illitowy illit-smektyt; Dudek & Jach, 2003). W obrębie osadów spągowych jak i w stropowej części niżejległego kompleksu wapieni krynoidowych występują liczne sylikfikacje mające formę soczewek i ławic o miąższości do 50 cm (Fig. 16, 17). Osady te są w zasadzie pozbawione fauny z wyjątkiem inkrustujących otwornic stwierdzonych w obrębie stromatolitów.

Zasadnicza ławica manganowa ma miąższość od 35 cm do 110 cm. W jej obrębie występują dwie odmiany: węglanowa i krzemianowa (Fig. 18; Korczyńska-Oszacka, 1978). Odmiany te tworzą strefy różnej wielkości, przeważnie

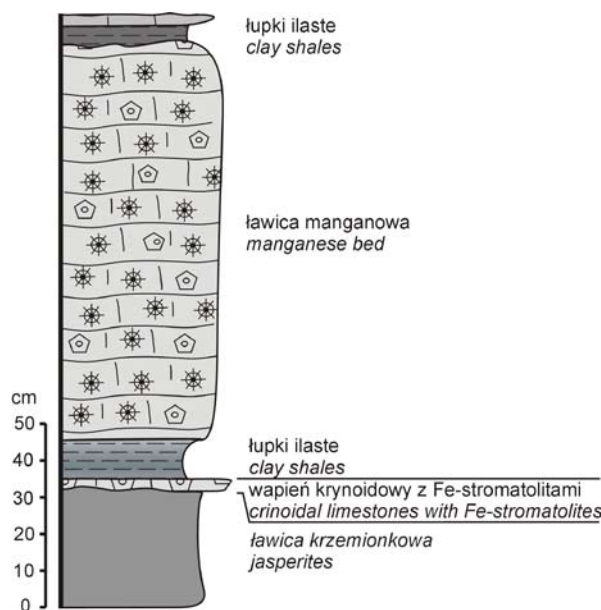


Fig. 15. Profil litologiczny utworów manganowych na Huciańskim Klinie; objaśnienia znaków Fig. 2

Fig. 15. Lithological section of the manganese-bearing deposits in the Huciański Klin site; symbol explanation see Fig. 2



Fig. 16. Soczewka krzemionkowa w wyższej części profilu wapieni krynoidowych

Fig. 16. Siliceous lens in the upper part of crinoidal grainstone complex

w kształcie nieregularnych, wydłużonych smug lub soczewek. Makroskopowo strefy węglanowe charakteryzują się kolorem różowo-czerwonym, natomiast strefy krzemianowe czarnym. W strefach węglanowych dominuje kalcyt manganowy (Korczyńska-Oszacka, 1978), który powstał podczas rozkładu materii organicznej w warunkach deficytu tlenowego (Krajewski *et al.*, 2001). Rodochrozyt występuje wyłącznie w kilkucentymetrowych soczewkach. Natomiast w strefach krzemianowych najpospolitszym minerałem jest braunit, mający często postać idiomorficznych kryształów (Korczyńska-Oszacka, 1978). Mineral ten powstał na skutek wczesnodiagenetycznych przemian tlenków manganu pod wpływem dostarczanej krzemionki (Jach, 2003; *e.g.*, Ostwald, 1992). W strefach węglanowych zawartość man-



Fig. 17. Fragment ławicy krzemionkowej podścielającej zasadniczą ławicę manganową; okaz polerowany

Fig. 17. Fragment of siliceous bed (jasperite type) composed of quartz and hematite; polished slab

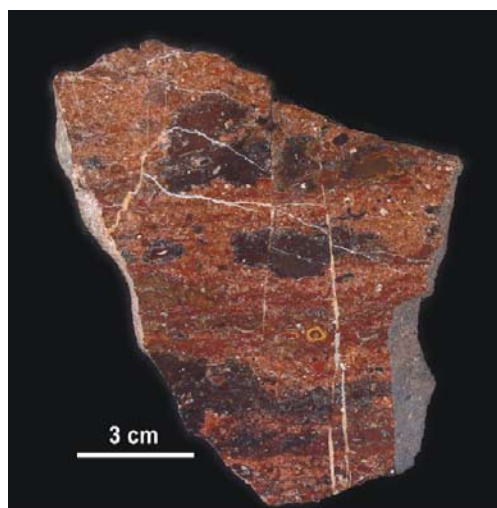


Fig. 18. Wapień manganowy; strefy czerwone złożone z głównie z węglanów manganu, natomiast czarne z krzemianów manganu; okaz polerowany

Fig. 18. Mn-bearing bed shows subtle stratification underlined by occurrence of carbonate and silicate zones; polished slab

ganu wynosi około 6%, a w krzemianowych miejscach przekracza 50%.

Zasadniczą ławicę manganową cechuje specyficzny skład fauny, wyrażający się dominacją jeżowców, których fragmenty (kolce i płytki) stanowią miejscami główny składnik skały. Ponadto występują krynoidy, małże, małżoraczki oraz skleryty strzykw. W ławicy manganowej powszechnie występują stromatolity oraz onkoidy manganowe. Stromatolity tworzą nieciągłe powłoki, które pokrywają i wiążą składniki ziarniste omawianej ławicy. Natomiast onkoidy, o rozmiarach od 3 do 20 mm, zazwyczaj są silnie wydłużone lub elipsoidalne (Fig. 19). Ich jądra stanowią bioklasty, fragmenty powłok stromatolitowych, ziarna kwarcu, ekstraklasty i kryształy barytu. Zapewne liczne maty mikrobialne stanowiły źródło nutrientów dla osadożerców, co tłumaczy istniejący przestrzenny związek nagromadzeń szczątków osadożerców ze stromatolitami i onkoidami.

Ponad zasadniczą ławicę manganową występują osady stropowe będące pakietem ilasto-wapnistym o maksymalnej miąższości 40 cm (Fig. 14, 15). Występuje w nich specyficzny zespół otwornic zdominowany przez *Recurvoides* sp. (oznaczone przez dr. J. Tyszkę). Skład mineralny łupków jest mniej złożony niż łupków podścielających ławicę manganową. W ich składzie dominują minerały ilaste, głównie z grupy illitu (illit oraz wysoko illitowy illit-smektyt) oraz w mniejszej ilości minerały mieszanopakietowe, reprezentowane przez nieregularny chloryt-smektyt oraz wermikulit-smektyt (Dudek & Jach, 2002).

Zarówno skład mineralny, cechy geochemiczne oraz zespół fauny i struktury sedymentacyjne utworów manganowych sugerują, że są one efektem działalności podmorskich źródeł zasilanych wodami bogatymi w mangan, a także żelazo i krzemionkę (Jach *et al.*, 2003; Jach, 2003). Do minerałów charakterystycznych dla

środowisk hydrotermalnych należą m.in. braunit i corrensyt. W całym kompleksie utworów manganowych zaznacza się wyraźna separacja manganu od żelaza, co jest typowe dla środowisk podmorskich źródeł hydrotermalnych (Bolton *et al.*, 1988). W zasadniczej ławicy manganowej stosunek ten wynosi ponad 110, czyli odpowiada składowi hydrotermalnych nagromadzeń manganu (Usui *et al.*, 1997). Inną cechą geochemiczną potwierdzającą ich hydrotermalną genezę jest zubożenie w nikiel, miedź i kobalt oraz podwyższona zawartość baru (do 4500 ppm; Varnavas *et al.*, 1988). Obfitość struktur mikrobialnych będących zmineralizowanymi matami organiczno-mineralnymi oraz związek troficzny tych mat z osadożercami są powszechne w ekosystemach funkcjonujących w środowisku podmorskich źródeł hydrotermalnych. Takie ekosystemy opierają się na tworzących maty mikroorganizmach chemotroficznych (Van Dover, 1995). Kolejnym argumentem przemawiającym za hydrotermalną genezą utworów manganowych jest występowanie w ich pobliżu nagromadzeń krzemionki takich jak spektakularna ławica krzemionkowa oraz soczewki krzemionkowe w stropie niżejleżących wapieni krynoidowych. Analogiczne nagromadzenia są bardzo częste w pobliżu podmorskich i subaeralnych gorących źródeł. Są one efektem strącania żelaza krzemionkowego na skutek zmian pH i/lub temperatury. Skupienia krzemionki często występują w postaci cementów w strefie przypowierzchniowej osadów otaczających gorące źródło (Renaut & Owen, 1988). Na podkreślenie zasługuje fakt, że wszystkie wymienione cechy są charakterystyczne wyłącznie dla utworów manganowych natomiast nie zostały stwierdzone w osadach podścielających (poza sylikifikacjami) i nadleżących, ani w równowiekowych osadach występujących obocznie.

Utwory manganowe są rozmieszczone wzdłuż strefy uskoku, zwanej dyslokacją Siodła (Krajewski & Myszk, 1958; Bac-Moszasz-



Fig. 19. Onkoid manganowy w strefie węglanowej, w jądrze fragment szkarłupnia. W tle mniejsze onkoidy, bioklasty oraz litoklasty spojone cementem syntaksjalnym; płytka cienka

Fig. 19. Manganese oncoide within echinoidal grainstone - carbonate zone. The former contains mainly echinoid-crinoidal grainstones with syntaxial cements built of calcite and manganese calcite; thin section

wili, 1998). Strefa ta, o kilkudziesięciometrowej szerokości, występuje wyłącznie w obrębie jednostki krizniańskiej, i nie ma kontynuacji w jednostce wierchowej. W części południowej, w obrębie utworów triasowych, jest to strefa uskokowa o znacznym zrzucie. Strefa ta nie zaznacza się w obrębie młodszych utworów kredowych (Krajewski & Mysza, 1958) lub ma charakter jedynie fleksuralnego ugięcia warstw (Bac-Moszaszwili, 1998). Występowanie utworów manganowych wyłącznie wzdłuż dyslokacji Siodła wskazuje, że strefa ta ma starsze założenie i w czasie jury wczesnej pełniła rolę uskoku synsedymacyjnego, wzdłuż którego ułatwiona była migracja zmineralizowanych roztworów zasilających podmorskie źródła (e.g., Curewitz & Karson, 1997).

Stop B5 – Huciański Klin Lower Toarcian manganese-bearing deposits

Manganese-bearing deposits form a lens-shaped body up to 2 m thick, spreading on the distance of more than 150 m. These deposits crop out only in abandoned shafts of a XIX century maining (Fig. 14). These deposits display considerable lateral and vertical facies variation (Figs 15-19). Manganese-bearing deposits resulted from local activity of submarine springs fed by fluids enriched in Mn, periodically also in Fe and Si. Active extensional faults enabled fluid migration. The vicinity of a hydrothermal outflow was colonized by a specific microbial community, which was a source of nutrients for deposit feeders dominated by echinoids and holothurians.

Punkt B6 - Huciański Klin Czerwone wapienie toarku środkowego

Michał GRADZIŃSKI, Renata JACH,
Jarosław TYSZKA & Alfred UCHMAN

Profil czerwonych wapieni na Huciańskim Klinie jest profilem stratotypowym ogniwa wapieni z Klinów (Fig. 2; Lefeld *et al.*, 1985). W profilu tym czerwone wapienie mają miąższość do 4 m. Są to głównie wackestony krynoidowe, lokalnie o strukturze bulastej (Fig. 20). Wapienie bulaste występują w środkowej i górnej części profilu. Analiza mikrofakalna pozwoliła na wyróżnienie poza dominującymi wackestonami krynoidowymi jeszcze czterech mikrofacji: wackestony/packstony krynoidowo-małżoraczkowe, packstony krynoidowe, packstony bositrowe i mułowce margliste. Zaznacza się wyraźny trend drobnienia ziarna w górę profilu wapieni czerwonych od packstonów w spągowej części po wackestony w części stropowej. Osady są zbioturbowane. Powszechnie występuje *Chondrites*, a ponadto *Thalassinoides*.

Facja czerwonych wapieni wyróżnia się spośród otaczających osadów bogatą fauną nektoniczną, reprezentowaną przez amonity, łodziki i belemnity. W środkowej części profilu występują *Hildoceras bifrons*, *Hildoceras sublevisoni*, *Lytoceras* sp. (oznaczone przez dr. M. Rakusa; Jach, 2003) oraz *Calliphyloceras nilssoni*, *Cenoceras* aff. *striatum*, *Pachylytoceras* sp. oraz *Pachylytoceras wrighti* (Myczyński & Lefeld, 2003). Amonity wskazują na środkowotoarcki wiek omawianego kompleksu (poziom *Bifrons*). Amonity zachowane

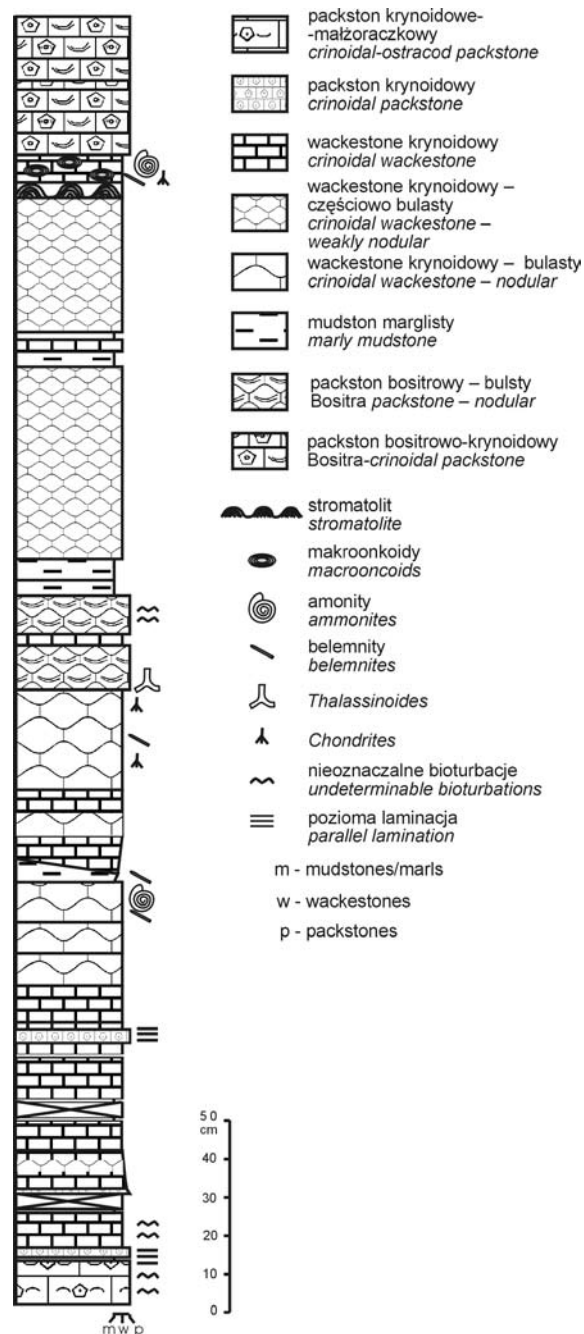


Fig. 20. Profil litologiczny czerwonych wapieni na Huciańskim Klinie

Fig. 20. Lithological section of the red limestones at Huciański Klin

są najczęściej w formie ośródek (Fig. 21).

Zespół otwornic z przeławień marglistych zawiera głównie słabo zachowany bentos wapienny (Gradziński *et al.*, 1997; in print). W dolnej partii profilu czerwonych wapieni dominują płytkowodne epibentoniczne otwornice z nadrodziny Cerataratobuliminacea (*Epistomina* sp. i *Spirillina* sp.), natomiast powyżej środkowej części profilu zaczynają przeważać otwornice z nadrodziny Nodosaridae z rodzajów *Lenticulina* i *Astacolus* oraz *Laevidentalina*, *Planularia*, *Vaginulinopsis* i *Pseudonodosaria*. W reziduum mułowców marglistych spada w górę profilu ilość szczątków jeżowców a wzrasta ilość zębów ryb,



Fig. 21. Stromatolit inkrustujący ośrodki amonitów
Fig. 21. Stromatolite encrusting ammonite moulds

które w górnej części profilu są składnikiem dominującym.

W górnej części wapieni czerwonych występują liczne powierzchnie nieciągłości. Charakteryzują się one ciemniejszym, najczęściej intensywnie czerwonym zabarwieniem, częstymi naskorupieniami i impregnacjami żelazistymi. Miejscami mają one charakter dna spoistego (*firm ground*) cechującego się nagromadzeniem *Thalassinoides* isp. Występują tu także stromatolity i żelaziste makroonkoidy. Makroonkoidy są dyskooidalne, o przeciętnej średnicy ok. 6 cm, maksymalnie do 11 cm (Fig. 22). Ich korteksy zbudowane są głównie z hematytu. W ich obrębie stwierdzono liczne repliki mikroorganizmów zmineralizowane tlenkami żelaza o kształcie globularnym i filamentowym, a także siateczkowate struktury będące zmineralizowanymi zewnątrzkomórkowymi wydzielinami mikroorganizmów. Makroonkoidy zawierają bardzo liczne otwornice inkrustujące, reprezentowane przez wapienne *Nubecularia* sp. i *Dollosella* sp. oraz podrzędnie występujące otwornice aglutynujące *Tolypammina* sp. (Fig. 23; Gradziński *et al.*, 1997, in print).

Przejście czerwonych wapieni do wyżej-
ległych wapieni bositrowych jest ostre, czytelne
dzięki zmianie barwy z wiśniowej na szarą. W
dolnej części profilu wapieni bositrowych są to



Fig. 22. Ławica z nagromadzeniem onkoidów żelazistych;
odsłonięcie na Huciańskim Klinie

Fig. 22. Ferruginous oncooids; oncoidal floatstone (field photograph); Huciański Klin

packstony bositrowo-krynoidowe o niskim stopniu wysortowania. Powyżej leżą grainstony bositrowe, w których muszle *Bositra* stanowią jedyny składnik. Muszle są gęsto upakowane, znakomicie dopasowane do siebie i poziomo zorientowane.

Czerwone wapienie deponowane były w środowisku pelagicznym na głębokościach batialnych na obszarze pelagicznej platformy węglanowej (*sensu* Santantonio, 1993, 1994). Struktura bulasta jest efektem wczesnodiagenetycznej cementacji i w mniejszym stopniu rozpuszczania (por. Martire, 1996). Podczas depozycji tej facji

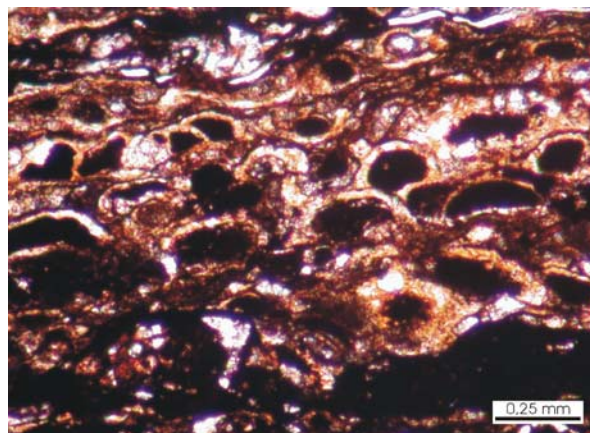


Fig. 23. Korteks onkoidu zbudowany głównie z otwornic inkrustujących reprezentowanych przez *Nubecularia* aff. *mazoviensis*; płytka cienka

Fig. 23. Cortex of oncooid built of encrusting foraminifers represented by *Nubecularia* aff. *mazoviensis*; thin sections

zaznaczał się trend pogłębiający wyrażony spadkiem dojrzałości teksturalnej osadu, któremu towarzyszyło znaczne zwolnienie tempa depozycji manifestujące się rozwojem powierzchni nieciągłości, dna spoistych, struktur mikrobialnych a także obfitością mikrodrażeń w bioklastach. Spadek liczby szczątków osadożerców w górę profilu sugeruje pogarszanie się warunków troficznych na dnie w czasie depozycji wapieni czerwonych.

Gradziński *et al.* (1997, in print) uważają, że powstanie makroonkoidów powszechnie występujących w górnej części profilu wapieni bulastych było efektem mineralizacji żelazem ciał mikroorganizmów oraz ich zewnątrzkomórkowych wydzielin. Rozwój makroonkoidów był możliwy w warunkach bardzo wolnego tempa sedimentacji i najprawdopodobniej był niezależny od światła. Tworzące makroonkoidy konsorcjum otwornic inkrustujących i mikroorganizmów było dobrze dostosowane do warunków oligotroficznych panujących na dnie zbiornika.

Trend pogłębiający kontynuuje się w obrębie wyżejległych wapieni bositrowych oraz występujących ponad nimi zbioturbowanych radiolarytów wapienistych formacji ze Żdzarów (Polák *et al.*, 1998; formacja radiolarytów Sokolicy - Lefeld *et al.*, 1985). Utwory te o szerokim rozprzestrzenieniu znaczą etap ujednolicenia facji w basenie krzyżniańskim.

Stop B6 – Huciański Klin
Middle Toarcian red limestones

Red limestones, locally with nodular structure, are characterized by nektonic fauna remains (mainly ammonites and belemnites), stromatolites and microbial-foraminiferal oncoids (Figs 20-23). These deposits show features of condensation and represent pelagic carbonate platform deposits formed in conditions of very low sedimentation rate. The red limestones accumulated during deepening of the basin which controlled vertical trend of microfacies and fauna assemblage.

Punkt B7 – Polana Huty Lejowe
Formacja z Kopieńca
(retyk górny – synemur dolny)

Alfred UCHMAN

Formacja z Kopieńca (dawniej warstwy gresteńskie; Lefeld *et al.*, 1985) odsłania się na Polanie Huty Lejowe u wylotu niewielkiego potoku spływającego po stoku Wierchu Spalenisko. Tworzą ją osady klastyczno-węglanowe o miąższości około 60 m. Zalegają one na brązowo-szarych marglach formacji fatrzańskiej (retyk). Dolna granica formacji z Kopieńca jest diachroniczna. W Dolinie Lejowej zaczyna się ona w trzaskie górnym w środku zony *Hantkeni* (Gaździcki & Iwanow, 1976).

Formacja kopieniecka była analizowana w tym profilu przez Gaździckiego (1975), który wyróżnił w niej siedem kompleksów litostratygraficznych. Są to od dołu (i) uławiczone piaskowce kwarcowe z muszlami małży (8 m), (ii) ciemne wapienie piaszczyste (3 m), (iii) brązowo-szare łupki margliste (8 m), (iv) ciemnoszare wapienie organodetrytyczne (12 m), (v) brązowo-szare łupki margliste (8 m), (vi) ciemno-szare wapienie krynowidowe (9 m) i (vii) brązowo-szare łupki margliste (10 m) (także Bac-Moszaszwili *et al.*, 1979, fig. 23). Wyższa część profilu jest przykryta osadami czwartorzędu.

Profil był przedmiotem szczegółowej analizy mikrofacjalnej (Gaździcki, 1975), której efektem było oznaczenie występujących w wapieniach licznych bioklastów i rozpoznanie otwornic, w tym *Ophthalmidium leischneri*, które datują te utwory na hettang – synemur. Wśród bioklastów częste są trochity lilowców i muszle małży, najczęściej pokruszone. Rzadsze są muszle ramienionogów, szczątki jeżowców, węzowideł, ślimaków, skorupki małżoraczków, glony, spory *Globochaete* i *Eotrix* oraz koprolity skorupiaków *Parafavreina*. Wapienie zawierają niekiedy intraklasty, peloidy, ooidy i onkoidy.

Nieliczne skamieniałości śladowe *Thalassinoides*, *Planolites punctatus*, *Planolites* isp. i *Palaeophycus ?tubularis* sugerują ichnofację *Cruziana* (Uchman, 1991). Ławice piaskowców i wapieni bioklastycznych posiadają niekiedy uziarnienie frakcjonalne. Są one prawdopodobnie tempestitami. Mikrofacje utworów tej formacji wskazują na depozycję w przybrzeżnym pogłębiającym się morzu, w strefie fotycznej (onkoidy),

lokalnie wysokoenergetycznej (ooidy, intraklasty, kalkarenity), poniżej strefy pływowej (Gaździcki, 1975). Dostawę materiału klastycznego uznano za przejaw ruchów epejrogenicznych. Powstanie muszlowców z małżami *Cardinia* występujących w odsłonięciach tej formacji w Dolinie Olczyskiej było warunkowane przez okresowe zmiany natlenienia i sztormy (Krobicki & Uchman, 1991).

Stop B7 Huty Lejowe Alp
Kopieniec Formation
(Upper Rhaetian - Lower Sinemurian)

The Kopieniec Formation (Upper Rhaetian - Lower Sinemurian) contains shelf bedded basal clastics with bivalve shells, sandy limestones, marly claystones and encrinurites. Trace fossils indicate the *Cruziana* ichnofacies. The isolated sandstone and calcarenitic beds are probably tempestites. The microfacies analysis (Gaździcki, 1975) also points to shallow-marine, subtidal, photic environment.

Punkt B8 – Polana Huty Lejowe
Wapienie plamiste formacji margli z Sołtysiej
(synemur górny)

Alfred UCHMAN

Wapienie plamiste formacji margli z Sołtysiej odsłaniają się w dolnej części żlebu schodzącego ze stoków Pośredniej Kopki na Polanę Huty Lejowe. W Tatrach Bielskich i w Dolinie Juraniowej (Słowackie Tatry Zachodnie) formacja ta opisywana była jako formacja Janovky (Gaździcki *et al.*, 1979; Michalík, 1997).

Wapienie plamiste to całkowicie zbioturbowane kalcytuluty przeławiczone z cięszymi ławicami margli, porównywane z facją algawską. Występują w nich stosunkowo często otwornice bentoniczne, radiolarie, igły gąbek, małżoraczki, małże, amonity i belemnity (*e.g.*, Gaździcki *et al.*, 1979). Utwory te zaliczono do synemuru górnego (lotaryngu) na podstawie amonitów *Echioceras raricostatum* (*e.g.*, Gaździcki & Wieczorek, 1984). W dolnej części, poza oglądanym profilem, są one ciemne, być może anoksyczne. Skamieniałości śladowe w kalcytulutach występują na całkowicie zbioturbowanym tle. Są to głównie *Planolites*, *Thalassinoides* i *Chondrites*. Rzadziej występuje *Teichichnus* i *Zoophycos*. Skamieniałości śladowe z wapieni plamistych formacji margli z Sołtysiej, uznanych za osad basenowy początków pogłębiania, były opisane przez Wieczorka (1984, 1995). Ich powstanie było między innymi kontrolowane przez zmiany natlenienia. Przeławianie się kalcytulutów i margli wskazuje na rytmiczność sedimentacji, związaną być może z cyklicznymi zmianami klimatu. Gaździcki *et al.* (1979) sugerowali powstanie tych utworów na głębokości zewnętrznego nerytyku do batiału. Wieczorek (1984) widział w nich utwór basenowy, ale płytszy.

Stop B8 – Huty Lejowe Alp
Spotty limestones of Sołtysia Marl Formation
(Upper Sinemurian)

“Spotty” limestones intercalated by marlstones of the Allgäu facies belong to the Sołtysia Marl Formation (Upper Sinemurian – Lower Pliensbachian). The calcilutites are totally bioturbated and contain common trace fossils *Planolites*, *Thalassinoides*, *Chondrites*, and more rare *Teichichnus* and *Zoophycos* (Wieczorek, 1984, 1995). The trace fossils indicate basinal, low-energy conditions. It can not be excluded that the rhythmic calcilutite-marlstone intercalations resulted from climatic oscillations.

LITERATURA

- Aigner, T., 1985. *Storm depositional systems. Lecture Notes in Earth Sciences*, 3, Springer, Berlin, 174 pp.
- Allemann, F., Catalano, R., Fères, F. & Remane, J., 1971., Standard calpionellid zonation (Upper Tithonian-Valanginian) of the western Mediterranean province. *Proceedings II Planktonic Conference, Roma 1970*, 2: 1337-1340.
- Bac-Moszaszwili, M., 1998. Budowa geologiczna jednostek regłowych Tatr Zachodnich. *Studia Geologica Polonica*, 111: 113-136
- Bac-Moszaszwili, M., Gaździcki, A. & Krajewski, K., 1979. Trasa B5. Dolina Lejowa – Stoły – Żleb Żeleźniak – Hala Piska – Kiry. In: Lefeld, J. (ed.), *Przewodnik LI Zjazdu PTG, Zakopane 13-15 września 1979*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, pp. 190-198.
- Bąk, M., 2001. Promienice z kompleksu radiolarytów środkowej i górnej jury jednostki regłowej dolnej Tatr – ich znaczenie biostratygraficzne. In: Bąk, K. (ed.), *Trzecie Ogólnopolskie Warsztaty Mikropaleontologiczne, Mikro-2001, Zakopane 31.05-02.06.2001, Streszczenia Referatów i Posterów*. Kraków, p. 50-53.
- Bernoulli, D. & Jenkyns, H. C., 1974. Alpine, Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. In: Dott, R. H. & Sharer, R. H. (eds), *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 19: 129-160.
- Bolton, B. R., Both, R., Exon, N. F., Hamilton, T. F., Ostwald, J. & Smith, J. D., 1988. Geochemistry and mineralogy of seafloor hydrothermal and hydrogenic Mn oxide deposits from the Manus Basin and Bismarck Archipelago region of the southwest Pacific Ocean. *Marine Geology*, 85: 65-87.
- Brud, S., 1986. *Jura zachodniej części Kop Sołtysich w Tatrach*. Niepublikowana praca magisterska. Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, 51 pp.
- Bujnovský, A. & Polák, M., 1979. Korelácia mezozoických litostratigrafických jednotiek Malej Fatry, Veľkej Fatry a časti Nízkých Tatier. *Geologické práce, Správy*, 72: 77-96.
- Curewitz, D. & Karson, J. A., 1997. Structural setting of hydrothermal outflow: Fracture permeability maintained by fault propagation and interaction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 79: 149-168.
- Dudek, T. & Jach, R., 2003. Clay minerals from shales associated with Jurassic manganese-bearing carbonates, Tatra Mts, Poland; the pilot results. In: *Euroclay, Modena, June 24-27 2003*, pp. 87-88.
- Einsele, G., 2000. *Sedimentary Basins, Evolution, Facies and Sedimentary Budget*. Springer, Berlin, 792 pp.
- Gaździcki, A., 1975. Lower Liassic (“Gresten Beds”) microfacies and foraminifers from the Tatra Mts. *Acta Geologica Polonica*, 25: 385-398.
- Gaździcki, A. & Iwanow, A., 1976. The diachronism of the Rhaetic and “Gresten” Beds in the Tatra (West Carpathians). *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre*, 24: 117-122.
- Gaździcki, A., Michalik, J., Plenderová & Sýkora, M., 1979. An Upper Triassic-Lower Jurassic sequence in the Križna nappe (West Tatra Mountains, West Carpathians, Czechoslovakia). *Západné Karpaty, Geológia*, 5: 119-148.
- Gaździcki, A. & Wieczorek, J., 1984. Trasa B2. Dolina Lejowa. In: *Paleontologia Mezozoiku Tatr. Materiały VIII Konferencji Paleontologów, Zakopane, 8-10 czerwca 1984*. Wydawnictwo AGH, Kraków, p. 50-52.
- Gedl, E., Kołodziej, B. & Uchman, A., 2003. Wiek i mikrofacje wapieni “typu murańskiego” z formacji margli z Kościeliskiej (fm), Tatry – wyniki wstępne. In: *IV Ogólnopolskie Warsztaty Mikropaleontologiczne, Mikro 2003, Kazimierz Dolny 28.05 – 30.05. 2003*, p. 23-24.
- Gluchowski, E., 1987. Jurassic and Early Cretaceous Articulate Crinoidea from the Pieniny Klippen Belt, and the Tatra Mts., Poland. *Studia Geologica Polonica*, 94: 1-102.
- Godlewski, P., 1996. *Utwory wyższej części jury dolnej jednostki krzyżniańskiej w jednostce Bobrowca w Tatrach Polskich*. Niepublikowana praca magisterska. Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, 51 pp.
- Grabowski, J. & Pszczółkowski, A., 2002. Magnetostratygrafia formacji wapienia pienińskiego na obszarze serii regłowych Tatr Polskich. Niepublikowany raport z projektu badawczego KBN nr 6P04D 071 18.
- Gradziński, M., Tysza, J. & Uchman, A., 1997. Microbial-foraminiferal oncoids from Lower/Middle Jurassic of the Tatra Mountains, southern Poland. In: *Guidebook & Abstracts, 3rd Regional Symposium of International Fossil Algae Association & 3rd International Meeting of IGCP 380, Cracow, Poland*. Instytut Nauk Geologicznych UJ, Kraków, p. 38.
- Gradziński, M., Tysza, J., Uchman, A. & Jach, R., in print. Large microbial-foraminiferal oncoids from condensed Lower-Middle Jurassic deposits: a case study from the Tatra Mountains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
- Guzik, K., 1959. Niektóre zagadnienia stratygrafii liasu-doggeru płaszczowiny regłowej dolnej w Tatrach. *Instytut Geologiczny, Biuletyn*, 149: 183-188.
- Iwanow, A., 1973. New data on geology of the Lower Subtatic Succession in the eastern part of the Tatra Mts. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 21: 65-74.
- Jach, R., 2002a. Lower Jurassic spiculite series from the Križna Unit in the Western Tatra Mts, Western Carpathians, Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 72: 131-144.
- Jach, R., 2002b. Ślady dawnego wydobywania rud manganu w Tatrach Zachodnich. *Przegląd Geologiczny*, 50: 1159-1164.
- Jach, R. 2003. Rozwój facjalny utworów przełomu jury dolnej i środkowej w jednostce krzyżniańskiej Tatr Zachodnich. Niepublikowana praca doktorska. Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, 122 pp.
- Jach, R., Dudek, T. & Barski, M., 2003. Toarcian manganese-bearing deposits in the Križna Unit (Tatra Mts., Poland). A record of submarine hydrothermal activity. In: *22nd IAS Meeting of International Association of Sedimentologists, Opotijia, September 17-19 2003*, p. 87.
- Kędzierski, M. & Uchman, A., 1997. Age and palaeoenvironment of the Kościeliska Marl Formation (Lower Cretaceous) in the Tatra Mountains, Poland: preliminary results. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 67: 237-247.
- Korczyńska-Oszacka, B., 1978. Minerale manganu wapieni jurajskich Doliny Chochołowskiej (Tatry, Polska). *Prace Mineralogiczne*, 58: 7-62.
- Krajewski, K. P., Lefeld, J. & Łacka, B., 2001. Early diagenetic processes in the formation of carbonate-hosted Mn ore deposit (Lower Jurassic, Tatra Mountains) as indicated from its carbon isotopic record. *Bulletin of the Polish*

- Academy of Sciences, Earth Sciences, 49: 13-29.
- Krajewski, R. & Myszkowski, J., 1958. Wapnienie manganowe w Tatrach między Doliną Chochołowską a Lejową. *Instytut Geologiczny, Biuletyn*, 126: 209-300.
- Krautter, M., 1997. Aspekte zur Paläökologie postpaläozoischer Kieselschwämme. *Profil*, 11: 199-324.
- Krobicki, M. & Uchman, A., 1991. Uwagi o paleoekologii i sedimentologii bioklastycznych wapieni z formacji kopienieckiej (fm) (retyk górny - synemur dolny). *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Nauk Polskiej Akademii Nauk*, 35(1-2): 285-286.
- Lefeld, J., 1974. Middle-Upper Jurassic and Lower Cretaceous biostratigraphy and sedimentology of the Sub-Tatra Succession in the Tatra Mts. (Western Carpathians). *Acta Geologica Polonica*, 24: 277-364.
- Lefeld, J., Gaździcki, A., Iwanow, A., Krajewski, K. & Wójcik, K., 1985. Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units in the Tatra Mts. *Studia Geologica Polonica*, 84: 7-93.
- Martire, L., 1996. Stratigraphy, facies and synsedimentary tectonics in the Jurassic Rosso Ammonitico Veronese (Altopiano di Asiago, NE Italy). *Facies*, 35: 209-236.
- Michalík, J., 1997. Stop 1, Mt. Ždiarska Vidla section. *Mineralia Slovaca*, 29: 359.
- Myczyński, R. & Lefeld, J., 2003. Toarcian ammonites (Adneth facies) from the Subtatra Succession of the Tatra Mts (Western Carpathians). *Studia Geologica Polonica*, 121: 51-79.
- Neugebauer, J., Greiner, J. & Appel, E., 2001. Kinematics of the Alpine-West Carpathian orogen and palaeogeographic implications. *Journal of the Geological Society*, 158: 97-110.
- Ostwald, J., 1992. Mineralogy, paragenesis and genesis of the braunite deposits of the Mary Valley Manganese Belt, Queensland, Australia. *Mineralium Deposita*, 27: 326-335.
- Plašienka, D. & Prokešová, R., 1996. Towards an evolutionary tectonic model of the Križna cover nappe (Western Carpathians, Slovakia). *Slovak Geological Magazine*, 3-4/96: 279-286.
- Polák, M., Ondrejčková, A. & Wiczorek, J., 1998. Lithostratigraphy of the Ždiar Formation of the Križna nappe (Tatra Mts.). *Slovak Geological Magazine*, 4: 35-52.
- Pszczołkowski, A., 2003. Kościeliska Marl Formation (Lower Cretaceous) in the Polish Western Tatra Mountains: lithostratigraphy and microfossil zones. *Studia Geologica Polonica*, 121: 7-50.
- Remane, J., Borza, K., Nagy, I., Bakalova-Ivanova, D., Knauer, J., Pop, G. & Tardi-Filacz, E., 1986. Agreement on the subdivision of the standard calpionellid zones defined at the IInd Planktonic Conference, Roma 1970. *Acta Geologica Hungarica*, 29 (1-2): 5-14.
- Renaut, R. W. & Owen, R. B., 1988. Opaline cherts associated with sublacustrine hydrothermal springs at Lake Bogoria, Kenya Rift Valley. *Geology*, 16: 699-702.
- Santantonio, M., 1993. Facies associations and evolution of pelagic carbonate platform/basin systems: examples from the Italian Jurassic. *Sedimentology*, 40: 1039-1067.
- Santantonio, M., 1994. Pelagic carbonate platforms in the geologic record: Their classification, and sedimentary and paleotectonic evolution. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 78: 122-141.
- Schwarzacher, W., 1963. Orientation of crinoids by current action. *Journal of Sedimentary Petrology*, 33, 580-586.
- Sujkowski, Z., 1933. Niektóre spongiolity z Tatr i Karpat. *Sprawozdania Polskiego Instytutu Geologicznego*, 7: 712-733.
- Świerczewska, A. & Pszczołkowski, A., 1997. Skład i pochodzenie materiału detrytycznego piaskowców ogniwa z Krytej (kreda dolna, Tatry). In: Wojewoda, J. (ed.), *Obszary źródłowe: zapis w osadach. IV Krajowe Spotkanie Sedymetologów, Lewin Kłodzki, 26-28 września 1997 r. Materiały konferencyjne*, p. 55-56.
- Thierry, J. & Barrier, E., 2000. Map 8. Middle Toarcian (180-178 Ma). In: Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M. F., Cadet, J. P., Crasquin, S. & Sandulescu, M. (eds), *Atlas Peri-Tethys. Palaeogeographical Maps. Peri-Tethys Programme*, Paris.
- Uchman, A., 1991. *Isopodichnus* and other trace fossils from the Kopieniec Formation (Rhaetian - Sinemurian) in the Tatra Mts., Poland. *Geologica Carpathica*, 42: 117-121.
- Uchman, A., 1997. Paleosrodowisko margli kredowych w Tatrach Polskich w swietle badan ichnologicznych. *Przegląd Geologiczny*, 45(10):1018-1023.
- Usui, A., Bau, M. & Yamazaki, T., 1997. Manganese microchimneys buried in the Central Pacific pelagic sediments: evidence of intraplate water circulation? *Marine Geology*, 141: 269-285.
- Van Dover, C. L., 1995. Ecology of Mid-Atlantic Ridge hydrothermal vents. In: Parson, L. M., Walker, C. L. & Dixon, D. R. (eds), *Hydrothermal Vents and Processes. Geological Society Special Publication*, 87: 257-294.
- Van Wagoner, N. A., Mudie, P. J., Cole, F. E. & Dabon, G., 1989. Siliceous sponge communities, biological zonation, and Recent sea-level change on the Arctic margin: Ice Island results. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26: 2341-2355.
- Varnavas, S. P., Papaioannu, J. & Catani, J., 1988. A hydrothermal manganese deposit from the Eratosthenes Seamount, eastern Mediterranean Sea. *Marine Geology*, 81: 205-214.
- Vašiček, Z., Michalík, J. & Reháková, D., 1994. Early Cretaceous stratigraphy, palaeogeography and life in Western Carpathians. *Beringeria*, 10: 1-168.
- Wiczorek, J., 1984. Skamieniałości śladowe z wapieni płamistych jury Tatr. In: *Materiały VIII Konferencji Paleontologów, Zakopane, 8-10 czerwca 1984*. Wydawnictwo AGH, Kraków, p. 15-16.
- Wiczorek, J., 1995. Trace fossils from Fleckenmergel facies (Jurassic) of the Tatra Mts. *Geobios, Mémoire Spécial*, 18: 425-431.