



You have downloaded a document from
RE-BUŚ
repository of the University of Silesia in Katowice

Title: XIX Szkoła Terenowa Geologów Uniwersytetu Śląskiego. Wojcieszów 1–6 kwietnia 1999. Materiały konferencyjne

Author: Wojciech Krawczyński, Tomasz Wrzolek

Citation style: Krawczyński Wojciech, Wrzolek Tomasz (red.) (1999). XIX Szkoła Terenowa Geologów Uniwersytetu Śląskiego. Wojcieszów 1-6 kwietnia 1999. Materiały konferencyjne. Sosnowiec : Uniwersytet Śląski. Wydział Nauk o Ziemi



Uznanie autorstwa - Licencja ta pozwala na kopiowanie, zmienianie, rozprowadzanie, przedstawianie i wykonywanie utworu jedynie pod warunkiem oznaczenia autorstwa.



UNIWERSYTET ŚLĄSKI
W KATOWICACH



Biblioteka
Uniwersytetu Śląskiego



Ministerstwo Nauki
i Szkolnictwa Wyższego



XIX

**SZKOŁA TERENOWA GEOLOGÓW
UNIwersYTETU ŚLASKIEGO
Wojcieszów 1-6 kwiecień 1999**

**Komisja Nauk Geologicznych
Oddziału PAN w Katowicach**

**Katedra Paleontologii i Stratygrafii
Uniwersytetu Śląskiego**

Katedra Paleontologii i Stratygrafii

*Komisja Nauk Geologicznych
Oddziału Polskiej Akademii Nauk w Katowicach*

XIX Szkoła Terenowa Geologów Uniwersytetu Śląskiego

**Wojcieszów
1-6 kwiecień 1999**

MATERIAŁY KONFERENCYJNE

KATOWICE

PAN

**komisja nauk
geologicznych**



Sosnowiec 1999

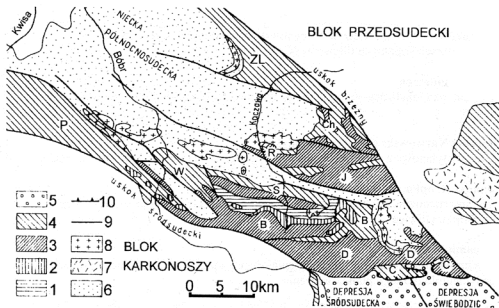
**Redakcja
Wojciech Krawczyński
Tomasz Wrzolek**

do użytku wewnętrznego

zdjęcie na okładce: „Małe Organy Myśliborskie” – okolice Myśliborza koło Jawora
(fot. T. Jerzykiewicz)

Spis treści

Andrzej Muszyński Wstęp do budowy geologicznej Gór Kaczawskich	1
Eugeniusz Galuskin & Elżbieta Bukowska-Jania Morfologia i geneza kalcytu kriogenicznego	6
Edward Gluchowski, Leszek Marynowski & Franciszek Czechowski O pigmentach kopalnych liliowców (Crinoidea)	12
Janusz Janeczek Z badań nad lokalizacją geologicznego składowiska odpadów promieniotwórczych w Polsce	14
Lukasz Karwowski & Roman Włodyka Granaty tytanowe z sillu pikrytowego w Międzyrzeczu Górnym koło Bielska-Białej	18
Janusz Kropka Zmiany chemizmu wód podziemnych w nadmiernie eksploatowanym, triasowym zbiorniku Gliwice	21
Kazimiera Malik O ichnologii, ichnoskach, ichnoskamieniałościach i pseudoichnoskamieniałościach - z sedimentologicznego punktu widzenia	27
Grzegorz Racki Globalne zdarzenia w kredzie – klucz do interpretacji kryzysu późnodewońskiego?	30
Andrzej Rózkowski Systemy przepływu wód podziemnych w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym	33
Jacek Rózkowski, Sylwester Sadowski Wybrane zagadnienia hydrologii krasowej Wyżyny Krakowskiej	40
Mariusz Salamon Liliowce dolnego wapienia muszlowego z Piekoszowa w Górach Świętokrzyskich	47
Eligiusz Szeleg Co jest powodem zmiennego składu chemicznego tytanitu?	49
Elena Yazykova Cenomanian - Turonian (Upper Cretaceous) event (The brief literature review)	52



Mapa geologiczna Gór Kaczawskich

(z Oberca według Stupnickiej 1989: Geologia regionalna Polski, Wydawnictwa Geologiczne).

1- warstwy radzimowickie; 2- wapień wojcieszowski; 3- warstwy zieleńcowe; 4- seria fyllitowa; 5- D i C w depresji Świebodzi i śródsudeckiej; 6- osady depresji północnosudeckiej; 7-granitoidy Strzegomia; 8- wulkany (perm); 9- uskoki; 10- nasunięcie metamorfiku kaczawskiego na dewon Świebodzi; **jednostki fałdowe**: B- Bolkowa, C- Cieszowa, Ch- Chelmcza, D- Dobromierza, J- Jakuszowej, P- Pilichowic, R- Rzeszówki, S- Świerzawy, W- Wlenia, ZL- Złotoryi-Luboradza.

Andrzej Muszyński

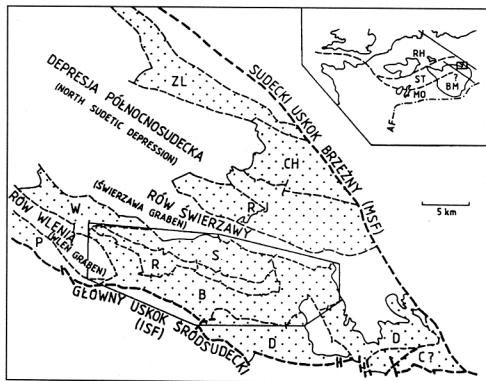
Instytut Geologii, Uniwersytet Adama Mickiewicza w Poznaniu

Wstęp do budowy geologicznej Gór Kaczawskich

Zarys budowy geologicznej Gór Kaczawskich został przedstawiony w kilku pracach tzw. zespołu kaczawskiego. Stan wiedzy na ten temat można znaleźć w następujących pracach:

Baranowski i in. (1990); Kryza & Muszyński (1992); Baranowski i in. (1998) (by wymienić tylko główne prace).

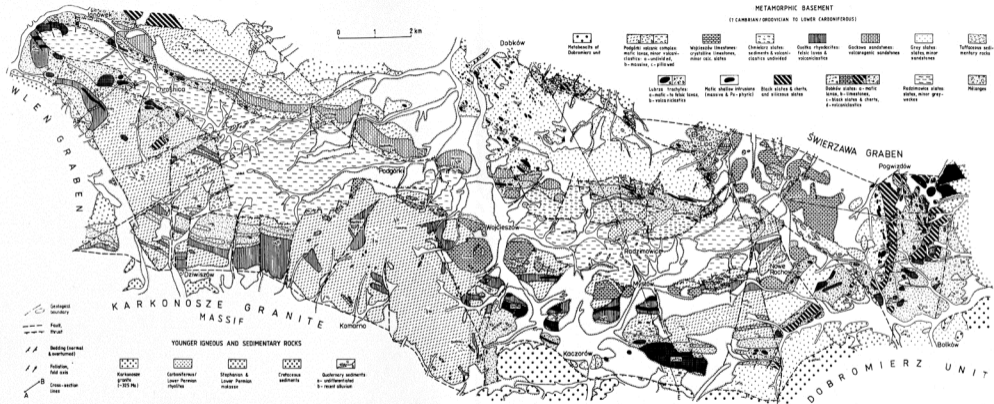
Dlatego autor tego szkicu postanowił jedynie zamieścić ryciny bez większego komentarza słownego.



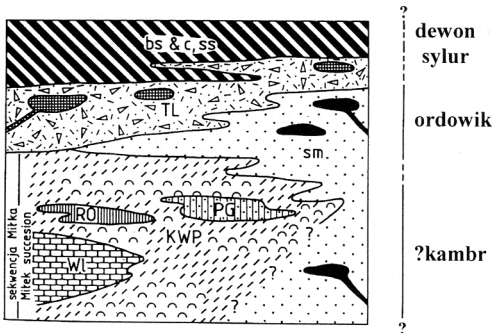
Ryc. 1. Szkic geologiczny Gór Kaczawskich; na podstawie prac Teisseyre (1967) i Jerzmańskiego (1965), zmodyfikowany przez Kryzę i Muszyńskiego (1992), w części na południe od rowu Świerzawy.

Jednostki tektoniczne: ZL - Złotoryja-Luboradza, CH - Chelmea, RJ - Rzeszówka-Jakuszowice, S - Świerzawy, W - Wlenia, R - Radzimowice, B - Bolkowa, D - Dobromierza, C - Cieszowa. Wielokąt to badany obszar pokazany na mapie jako Ryc. 2. Wstawiona mapa u góry ryciny pokazuje położenie Gór Kaczawskich w orogenezie waryscyjskiej: AF - front alpejski, BM - Masyw Czeski, MO - strefa moldanubska, RH - strefa renohercyńska, ST - strefa sansoturyńska

GEOLOGICAL MAP OF THE CENTRAL SOUTHERN GÓRY KACZAWSKIE

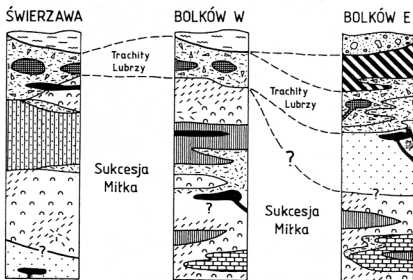


Ryc. 2. Mapa geologiczna środkowej części południowego członu Gór Kaczawskich (wg Kryzy i Muszyńskiego 1992) (na podstawie prac kartograficznych autorów w latach 1982-1988) oraz z wykorzystaniem następujących wcześniejszych map i publikacji: Adwankiewicz 1989; Baranowski 1988; Baranowski & Lorenc 1981; Baranowski i in. 1986, 1987; Haydukiewicz & Urbanek 1986; Mormul 1985; Teisseyre 1976, Zimmermann & Berg 1932; Zimmermann & Haack 1929 (pełne dane bibliograficzne podane są w pracy R. Kryzy i A. Muszyńskiego 1992)



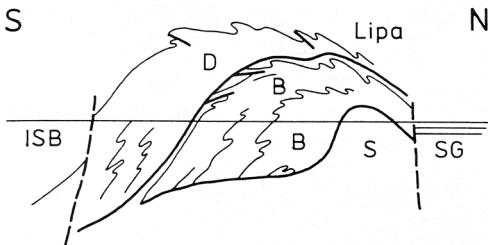
Ryc. 3. Schemat stratygraficzny sekwencji skalnych środkowej części południowych Gór Kaczawskich (wg Kryzy i Muszyńskiego 1992).

Jednostki według przypuszczalnego następstwa: Sukcesja Miłka: KWP – kompleks wulkaniczny Podgórek, WL – wapienie wojcieszowskie, RO – ryodacyty Osełki, PG – piaskowce Gackowej; sm – szare metamulowce z płytkimi intruzjami metabazytów; TL – trachity Lubrzy (wulkanoklastyki i lawy); bs i c – czarne łupki i lidyty; ss – łupki krzemionkowe. Symbole graficzne jak na Ryc. 2.

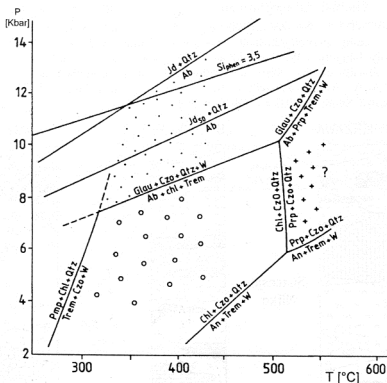


Ryc. 4. Zgeneralizowane profile litologiczne dla jednostki Świerzawy oraz W i E części jednostki Bolkowa (wg Kryzy i Muszyńskiego 1992).

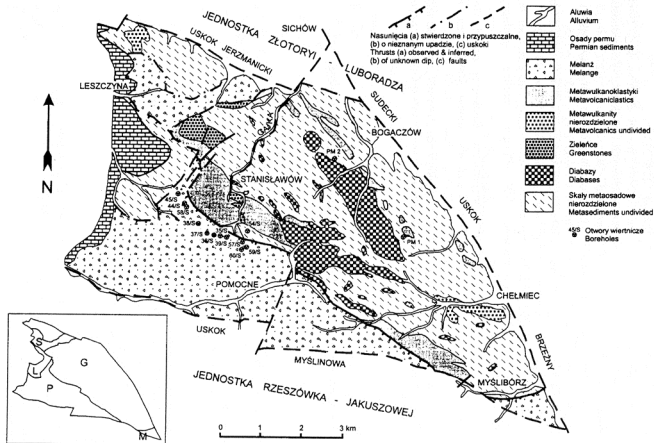
Symbole jak na Ryc. 2



Ryc. 5. Schematyczny przekrój przez środkową część południowych Gór Kaczawskich ilustrujący koncepcję nasunięć (wg Teisseyre 1967).
 ISB - Niecka Śródsudecka; SG - Rów Świerzawy; jednostki tektoniczne: S - Świerzwa; B - Bolków; D - Dobromierz.



Ryc. 6. Wybrane równowagi mineralne wskazujące zakresy P-T dla skał kompleksu kaczawskiego. Zestawiono na podstawie prac: Kryza 1993 i Muszyński 1994.



Ryc. 7. Szkic geologiczny jednostki Chelmeć.

Mapka narożna pokazuje wydzielone rejony: G – Gajki, M – Myślinowa, P – Pomocnego, S – Sichowa

Literatura

- Baranowski Z., Haydukiewicz A., Kryza R., Lorenc S., Muszyński A., Solecki A. & Urbanek Z., 1990: Outline of the geology of the Góry Kaczawskie (Sudetes, Poland). *Neues Jahrb. Geol. Palaontol., Abhandl.*, 179: 223-257.
- Baranowski Z., Haydukiewicz A., Kryza R., Lorenc S., Muszyński A. & Urbanek Z., 1998: Litologia i geneza zmetamorfizowanych skał osadowych i wulkanicznych jednostki Chełmca (Góry Kaczawskie). *Geol.Sudetica*, 31: 33-59.
- Jerzmański J., 1965: Budowa geologiczna północno-wschodniej części Gór Kaczawskich i ich wschodniego przedłużenia. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 185: 109-195.
- Kryza R., 1993: Zasadowe skały metawulkaniczne środkowej części Gór Kaczawskich. Studium petrologiczne. *Acta Univ. Vratislaviensis, Prace Geol.-Miner.*, 39: 139 ss.
- Kryza R. & Muszyński A., 1992: Pre-Variscan volcanic-sedimentary succession of the central southern Góry Kaczawskie, SW Poland: outline geology. *Ann.Soc.Geol.Poloniae*, 62: 117-140.
- Muszyński A., 1994: Kwaśne skały metawulkanogeniczne środkowej części Gór Kaczawskich. Studium petrologiczne. *Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Seria Geologia*, 15: 144 ss.
- Teisseyre H., 1967: Najważniejsze zagadnienia geologii podstawowej w Górach Kaczawskich. In: *Przewodnik do 40 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego* (pod red. H. Teisseyre'a), Warszawa. 11-30.

Eugeniusz Gałuskin¹ & Elżbieta Bukowska-Janias²

¹- Muzeum Ziemi, Katedra Geochemii, Mineralogii i Petrografii, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski

²- Katedra Geografii Fizycznej, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski

Morfologia i geneza kalcytu kriogenicznego

Wstęp

Współczesne wytrącenia węglanów, siarczanów, halogenków w warunkach niskich temperatur ($\leq 0^{\circ}\text{C}$) relacjonowane były przez wielu autorów (Drozdowski 1982, Alekseev, 1987, Pulina 1984, Griselin & Marlin 1998 i inne). Mechanizmy procesów kriochemicznych i krio fizycznych – krystalizacji minerałów w warunkach subglacjalnych z przesyconych roztworów powstałych w skutek wymarzenia części wody,

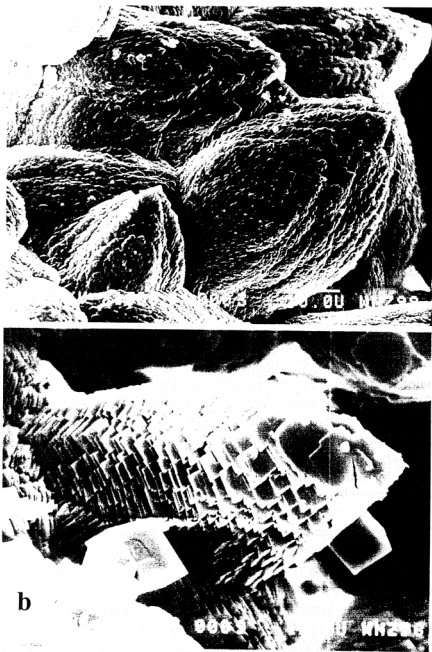
opisywane były przez Forda (1970) B. Halleta (1976), I. J. Fairchilda i in. (1994, 1996). Jednakże informacje o współczesnych wytrąceniach kalcytu z wód subglacialnych wypływających na przedpole lodowca i tam zamarzających pojawiają się rzadko (Drozdowski 1982; Pulina 1984, 1990; Bukowska-Jania & Pulina 1988). Morfologia kalcytu kriogenicznego nie wzbudzała dużego zainteresowania. Eksperymentalne prace dotyczące krikryształizacji kalcytu oraz badania morfologii jego kryształów z naturalnego lodu wykazały iż kalcyt ten kryształizuje w postaci podstawowego romboedru $p \{10\bar{1}1\}$ (Fairchild i in. 1996, Killawee i in. 1998). Badania przeprowadzone przez autorów udowodniły, że kalcyt kriochemicznego pochodzenia ma bardziej urozmaiconą morfologię.

Morfologia kalcytu z lodu nalodziowego

Zbadana została morfologia kalcytu z lodu nalodziowego lodowca Werenskiolda (SW Spitsbergen, Svalbard) w trzech próbkach, dwie z nich pobrane zostały z powierzchni lodu a jedna z niewielkiego zagłębienia wypełnionego wodą. Rozmiar poszczególnych kryształów kalcytu tworzących spłaszczone agregaty wahał się od 1 do 80-100 μm , co preferowało badania morfologii metodą mikroskopii elektronowej w reżimie skaningowym (JMS-35C, WNoZ UŚI). Spłaszczone agregaty kalcytu są fragmentami dużych ($>1 \text{ cm}^2$) powierzchni kalcytowych tworzących rodzaj warstwy na lodzie nalodziowym. Makromorfologia skupień kalcytu wskazuje na to, że były to ażurowe agregaty z poligonalną (komórkową) teksturą. Płaskie agregaty kalcytu zbudowane ze zrosniętych kryształów o charakterystycznej subrównoległości osi potrójnych do płaszczyzny agregatu. Morfologicznie wydzielono dwa typy kryształów kalcytu odpowiadających jego generacjom (Ryc. 1).

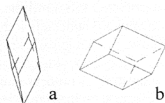
Pierwszy typ (I) reprezentowany jest przez kryształy z rozszczepionymi ścianami i wieloma wierzchołkami (Ryc. 1a). Kryształy te mają okrągłe kształty co nie daje możliwości jednoznacznie określić wskaźniki $\{hkl\}$ prostej postaci kryształu, najbardziej zbliżonej do ostrego romboedru $\theta \{04\bar{4}1\}$ (Ryc. 2).

Drugi typ kryształów kalcytu (II) ma ściany podstawowego romboedru $p \{10\bar{1}1\}$ (Ryc. 2) i tworzy albo pojedyncze kryształy swobodnego wzrostu o rozmiarze 1-10 μm i ich agregaty, albo translacyjne formy na kryształach I typu (Ryc. 1b). Częściowo rozpuszczone kryształy kalcytu I typu są regenerowane kalcytem II, który na początku tworzy wierzchołkowe formy translacyjne, przechodzące w krawędziowe formy translacyjne. Rozrastanie się form



Ryc. 1. Morfologia kriogenicznego kalcytu: a – I generacja, b – II generacja.

krawędziowych doprowadza do powstania złożonych kryształów zbudowanych z oddzielnych płytek romboedrycznego habitusu (struktura parkietowa, Ryc. 1b).



Ryc. 2. Ogólny widok ostrego $\{04\bar{4}1\}$ (a) i podstawowego $\{10\bar{1}1\}$ (b) romboedrów.

Przestrzenno-czasowe stosunki powstania dwóch typów kalcytu są następujące: kalcyt I tworzy spłaszczone agregaty, na których narasta kalcyt II, tworząc translacyjne formy. Pojedyncze kryształy kalcytu II tworzą tekstury grawitacyjne wskazujące na ich krystalizację w słupie wodnym. Kryształy kalcytu I są często intensywnie rozpuszczane podczas gdy kalcyt II słabo rozpuszcza się co najlepiej widać w trzeciej próbce pobranej z zagłębienia wypelnionego wodą.

Omówienie wyników

Badania ostatnich lat wskazują, że wody subglacjalne wypływające w zimniej porze roku na przedpolu lodowca posiadają znacznie podwyższoną mineralizację (Krawczyk & Wach 1993). Krystalizacja z przechłodzonych roztworów może nastąpić przy podwyższeniu koncentracji roztworów do warunków przesylenia (dla kalcytu) w skutek wymarzenia części wody i degazacji roztworów (zmniejszenie ciśnienia CO_2), która powoduje zmniejszenie rozpuszczalności kalcytu (Fairchild i in. 1994).

Kalcyt I generacji krystalizował w środowisku z symetrią m, czyli w warstwie roztworu o grubości kilku milimetrów. Kalcyt tworzył rozszczerzone kryształy wskazujące na kontrolę transportową - ograniczony (limitowany) przez dyfuzję reżim wzrostu (Berner 1981). Wzrost odbywał się stosunkowo szybko tak, że dyfuzja substancji tworzących kryształy nie nadążała z wyrównaniem koncentracji roztworu wokół rosnącego kryształu co powodowało powstawanie zdefektowanych kryształów kalcytu I. Kalcyt

II krystalizował epitaksjalnie na kalcytzie I (potrzebował dla wzrostu mniejszego przesylenia roztworu dla CaCO_3) oraz tworzył oddzielne kryształy i tekstury grawitacyjne, co wskazuje na krystalizację z roztworu w słupie wodnym.

Można zaproponować następujący model powstania agregatów kalcytu w lodzie nalodziowym. Kalcyt I powstawał w czasie wylewów zmineralizowanych wód o grubości kilku milimetrów na powierzchni lodu nalodziowego przy gwałtownej krystalizacji lodu w całej objętości wody. Tworzyły się wtedy igielkowe i szkieletowe kryształy lodu równoległe do powierzchni namarzania, skupienia których mieli charakterystyczną poligonalną (komórkową) teksturę. Komórki zawierały roztwór, który był przesycony (dla kalcytu) w skutek wymrożenia oraz degazacji. Krystalizacja kalcytu I następowała szybko i odzwierciedlała komórkową strukturę lodu oraz morfologię powierzchni lodu nalodziowego. Kalcyt I współkrystalizował z lodem. Kalcyt II generacji krystalizował wtedy, gdy subglacjalne wody lodowcowe tworzyły na powierzchni lodu nalodziowego warstwy co najmniej kilku centymetrowe. W tym przypadku krystalizacja lodu zachodziła nie w całej warstwie roztworu lecz postępowała zgodnie z frontem ochładzania od dołu i od góry w słupie wodnym. Kalcyt II krystalizował, tworząc formy translacyjne na powierzchni kalcytu I generacji oraz kryształy swobodnego wzrostu. Morfologia kalcytu I generacji oraz stwierdzenie wysokich zawartości domieszek Sr i Mg wskazują na kinetyczny reżym wzrostu kryształów przy dużych przesyleniach i podwyższonym stosunku Ca/CO_2 (Punin 1981, Franke 1989). Kalcyt II generacji tworzący kryształy w kształcie podstawowego romboedru p i krystalizował w warunkach zbliżonych do zrównoważonych (niskie przesylenia, $\text{Ca}/\text{CO}_2 \approx 1$) (Kirov i in. 1972). Ostry romboedr – prosta forma kryształów kalcytu I generacji – opisany przez nas po raz pierwszy w utworach kriogenicznych, może też wskazywać na duże wzbogacenie roztworów anionami siarczanowymi (Kiryanova & Glikin 1997).

Literatura

- Alekseev V.R., 1987: Naledi. Nauka, Nowosibirsk. 247 ss
- Berner R.A., 1981: Kinetics of weathering and diagenesis. *Reviews in Mineralogy*, 8: 111-133.
- Bukowska-Jania E. & Pulina M., 1988: Problemy hydrochemiczne i kriochemiczne w rejonie Bornego Sulinowa (Pomorze Zachodnie). In: *Rzeźba i osady czwartorzędowe obszarów współczesnego i plejstocenijskiego zlodowacenia półkuli północnej*. A. Kostrzewski (red.) Wydawnictwo UAM, Ser. Geografia, 58: 29-49.

- Drozdowski E., 1982: Calcite deposit precipitation during formation of icing. *Acta Univ. Wratis.*, No 525: 39-48.
- Fairchild I.J., Bradby L. & Spiro B., 1994: Reactive carbonate in glacial system: a preliminary synthesis of its creation, dissolution and reincarnation. *In: Earth's Glacial Record, Cambridge University Press*, 176-192.
- Fairchild I.J., Killawee J.A., Spiro B. & Tison J.-L., 1996: Calcite precipitates formed by freezing processes: kinetic controls on morphology and geochemistry. *In: Proceedings of the fourth International Symposium on the Geochemistry of the Earth's Surface, Ilkley, Yorkshir, July 1996*, 178-183.
- Franke W.A., 1989: Tracht and habit of synthetic minerals grown under hydrothermal condition. *Eur. J. Mineral.*, 1: 557-566.
- Griselin M. & Marlin Ch., 1998: Origin of the water circulation in the moraine plain of the Loven East Glacier (Spitsbergen). *In: 4th Symposium on Glacier Caves and Cryokarst in Polar and High Mountain Regions, 1996, Salzburg, Austria*, 61-71.
- Hallet B., 1976: Deposit formed by subglacial precipitation of CaCO_3 . *Geol. Soc. of Amer. Bulletin*, 87: 1003-1015.
- Killawee J.A., Fairchild I.J., Tison J.-L., Janssens L. & Lorrian R., 1999: Segregation of solutes and gases in experimental freezing of dilute solution: implication for natural glacial systems (*in press*).
- Kirov G.K., Vesselinov I. & Cherneva Z., 1972: Condition of formation of calcite crystals of tabular and acute rhombohedral habit. *Kris. Ud Tech.*, 5: 497-509.
- Kiryanova E.V. & Glikin A.E., 1997: The laws of fluorite and calcite habit formation in terms of the morphogenetic structural-chemical concept. *J. Neorg. Chem.*, 190-210.
- Krawczyk E.W. & Wach J., 1993: Winter outflows of waters from the Werenskiold Glacier in hydrological year 1985/1986. *In: XX Polar Symposium, Lublin*, 403-411.
- Pulina M., 1984: The effects of the cryochemical processes in the glaciers and permafrost in Spitsbergen. *Polish Polar Res.*, 5(3-4): 137-163.
- Pulina M., 1990: Geomorphological effects of the cryochemical process. *Questiones Geographicae*, 13/14 (1987/1988): 99-112. Poznań.
- Punin Ju. O., 1981: Rasshcheplenie krystalov. *ZVMO*, 6: 666-686.

Edward Gluchowski¹, Leszek Marynowski² & Franciszek Czechowski³¹- Katedra Paleontologii i Stratygrafii, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski²- Katedra Geochemii, Mineralogii i Petrografii, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski³- Katedra Chemii Organicznej, Biochemii i Biotechnologii, Politechnika Wrocławska**O pigmentach kopalnych liliowców (Crinoidea)**

Bez wątplenia obecnie żyjące szkarłupnie, w tym także liliowce, należą do najbardziej efektownie ubarwionych morskich zwierząt. Dzieje się tak za sprawą organicznych pigmentów - karotenoidów i chinonów. O występowaniu tych pierwszych w miękkich tkankach liliowców wiemy wciąż niewiele. Te drugie są nieco lepiej poznane, wykazując pewne analogie z echinochromami i spinochromami (hydroksynaftochinony) stwierdzonymi u innych szkarłupni. Ponieważ niektóre z tych pigmentów wykazują właściwości toksyczne można przypuszczać, że pełnią one swoiste funkcje obronne. Zdumiewające, że pigmenty, a właściwie ich kopalne geochemiczne artefakty uwięzione w szkieletach skamieniałości, mogą przetrwać miliony lat. Paleontolodzy od dawna natrafiają na „kolorowe skamieniałości” różnych organizmów (patrz: Hoare 1978). Wśród liliowców są to zwykle zabarwione na fioletowo szczątki jurajskich millerikrynidów (Hess 1972, 1975), chociaż znane są także ślady podobnej pigmentacji wśród triasowych enkrynidów z obszaru Niemiec (Bielert & Bielert 1995), ostatnio stwierdzonej także u ich reprezentantów pochodzących z triasu Opolszczyzny.

Analiza chromatograficzna oraz spektroskopowa analiza absorbcyjna w zakresie UV-VIS substancji organicznej uwięzionej w tkance szkieletowej *Millericrinus* z górnej jury NW Szwajcarii wykazały obecność mieszaniny aromatycznych węglowodorów oraz pigmentów nazwanych fringelitami (Blumer 1960). Dotąd zidentyfikowano sześć typów fringelitów będących polihydroksychinonami, różniącymi się między sobą ilością i miejscem podstawienia grup hydroksylowych. Udało się także odtworzyć prawdopodobną sekwencję reakcji redukcji, kondensacji i utlenienia, którym podlegały pierwotne pigmenty przekształcając się w czasie diagenety we fringelity. Interesujący jest również fakt, że pigmenty millerikrynidów koncentrują się niemal wyłącznie w najbardziej dystalnych częściach ich łodyg, podczas gdy pozostałe elementy szkieletu mogą być ich zupełnie pozbawione. Podobne spostrzeżenia dotyczą materiałów paleontologicznych pochodzących z innych części Europy, w tym także z Polski, gdzie szczątki górnourajskich millerikrynidów występują dość

licznie, zwłaszcza na obszarze świętokrzyskim (np. Chmielnik, Starochęciny, Sobków, Małogoszcz). Również i tutaj charakterystyczne zabarwienie (od różowego do ciemnofioletowego) wykazują jedynie łodygi tych liliowców.

Do szczegółowych badań chemicznych szkieletów millerikrynidów z obszaru Polski wytypowano masywne fragmenty łodyg pochodzące z jasnych wapieni kimerydu Małogoszczy. Po rozpuszczeniu próby w mieszaninie metanolu i kwasu octowego okazało się, że pomimo intensywnego zabarwienia okazu, koncentracja samych pigmentów jest stosunkowo niewielka. Uzyskaną mieszaninę pigmentów poddano analizie przy pomocy spektrometru masowego niskiej rozdzielczości (TSQ) z zastosowaniem chemicznej jonizacji (skanowanie w zakresie 80-2000 jednostek masy). Stwierdzono obecność mas cząsteczkowych odpowiadających co najmniej jedenastu grupom homologów. Stanowią one głównie hydroksychinony oparte o układy naftalenowe i fenentrenowe, zbliżone do już opisanych, typowych fringelitów. Natomiast dominującej struktury o masie 1790, nie udało się zidentyfikować. Ponadto, powtarzając analizę po około 100 godzinach, stwierdzono jej zanik. Jest zatem prawdopodobne, że głównym pigmentem (fringelitem?) w analizowanej próbce jest nieznany wielocząsteczkowy polimer, a zidentyfikowane struktury są jedynie nietrwałymi produktami jego rozpadu wskutek hydrolizy w środowisku kwaśnym, co wcześniej sugerował M. Blumer (1960).

Barwne substancje organiczne uwięzione są w mikroporach tkanki szkieletowej, przy czym relatywnie największą ich koncentrację obserwuje się w strefach jej wzrostu. Zdaniem M. Blumera (op. cit.) wskazuje to, że jedyną szansą na zachowanie się pigmentów było niemal natychmiastowe pogrzebanie organizmu w osadzie, a reakcje transformacji pierwotnej substancji organicznej obrazują charakter środowiska chemicznego pod powierzchnią dna morskiego.

Literatura

- Bielert U. & Bielert F., 1995: Encriniden aus dem Bereich der Basiskonglomeratbänke des Unteren Muschelkalks von Weißenborn (Südniedersachsen). *Aufschluss*, 46: 23-31.
- Blumer M., 1960: Pigments of a Fossil Echinoderms. *Nature*, 188: 1100-1101.
- Hess H., 1972: The Fringelites of the Jurassic Sea. *CIBA-GEIGY Journal*, 2: 14-17.
- Hess H., 1975: Die fossilen Echinodermen des Schweizer Juras. *Veröffentlichungen aus dem Naturhistorischen Museum Basel*, 8: 1-130.
- Hoare R. D., 1978: Annotated Bibliography on Preservation of Color Patterns on Invertebrate Fossils. *The Compass of Sigma Gamma Epsilon*, 55: 39-63.

Janusz Janeczek

Katedra Geochemii, Mineralogii i Petrografii, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski

Z badań nad lokalizacją geologicznego składowiska odpadów promieniotwórczych w Polsce

W krajach o rozwiniętej energetyce jądrowej problem odpadów promieniotwórczych o dużej aktywności zamierza się rozwiązać poprzez ich ostateczne składowanie w głębinowym składowiskach w formacjach geologicznych. Dlatego składowiska takie zwane są również geologicznymi składowiskami odpadów promieniotwórczych (GeoSOP). Skąły, w których zbudowane będzie GeoSOP muszą zapewnić jego zewnętrzną szczelność przez okres co najmniej 10 tysięcy lat. Muszą zatem charakteryzować się małą porowatością, słabą przepuszczalnością i dużą wytrzymałością mechaniczną. W zależności od budowy geologicznej danego kraju jako ośrodki skalne dla GeoSOP preferuje się granitoidy (np. Finlandia, Kanada, Szwajcaria, Szwecja), skąły ilaste (Belgia), skąły solne (Niemcy) i spieczone tufy (USA).

W Polsce wytypowanie lokalizacji GeoSOP jest warunkiem koniecznym dla powrotu energetyki jądrowej. Ponadto ostatecznego składowania wymaga wypalone paliwo jądrowe z reaktorów badawczych przechowywane na terenie Instytutu Energii Atomowej w Świerku. Dlatego Państwowa Agencja Atomistyki (PAA) podjęła działania zmierzające do znalezienia miejsca pod budowę GeoSOP. Należy podkreślić prawidłową kolejność działań podjętych w Polsce. Najpierw należy bowiem znaleźć miejsce na składowanie odpadów, a dopiero potem je produkować. Takie postępowanie jest unikalne w skali światowej.

Proces lokalizacji GeoSOP jest wieloetapowy i w swojej istocie polega na selekcji na drodze eliminacji tych jednostek geologicznych, które nie spełniają kryteriów środowiskowych, społeczno-ekonomicznych, a przede wszystkim warunków geologicznych i hydrogeologicznych określonych przez Międzynarodową Agencję Energii Atomowej (IAEA).

Prace nad wytypowaniem lokalizacji GeoSOP w Polsce prowadzone są w ramach Strategicznego Programu Rządowego pt. „Gospodarka odpadami promieniotwórczymi i wypalonym paliwem jądrowym”. Państwowa Agencja Atomistyki od 1995 roku zleca grupom ekspertów wykonanie opracowań studialnych, a ostatnio również badań geofizycznych, laboratoryjnych i modelowych, mających na celu określenie obszarów, które ze względu na budowę geologiczną i warunki hydrogeologiczne

spełniają kryteria niezbędne do budowy GeoSOP. Głównymi wykonawcami tych opracowań i badań są zespoły z Akademii Górniczo-Hutniczej, Instytutu Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN oraz Państwowego Instytutu Geologicznego. Wyniki badań tych zespołów przedstawione w opracowaniach niepublikowanych zostały omówione w pracy J. Janeczka (w druku). Tutaj zostaną one streszczone.

Na etapie selekcji wstępnej wyeliminowano z dalszych rozważań istniejące kopalnie głębinowe ze względu na zagrożenia wodne, naruszenie stateczności górotworu, nadmierne uszczelinowacenie skał spowodowane eksploatacją górnictwem, sąsiedztwo czynnych kopalń i znaczną aktywność sejsmiczną. Wykluczono również te obszary, które mają korzystną sytuację geologiczną, ale stanowią zbiorniki podziemnych wód użytkowych, posiadają użyteczne kopaliny lub unikatowe walory przyrodniczo-krajobrazowe.

Za perspektywiczne uznano skały krystaliczne w podłożu platformy wschodnio-europejskiej w NE Polsce, kompleksy skał ilastych na monoklinie przedsudeckiej i na wyniesieniu Łeby oraz wybrane wysady solne z cechstyńskiej formacji solonośnej (Ryc. 1).

Podstawą wyboru obszarów perspektywicznych w obrębie masywów skał krystalicznych podłoża NE Polski była analiza fotolineamentów satelitarnych i geofizycznych. Na jej podstawie oraz wykorzystując materiały archiwalne z wierceń zespół z PIG Wrocław wytypował trzy rejony w okolicach Krasnopola, Rydzewa i Tajna. W rejonie Krasnopola perspektywicznym ośrodkiem skalnym są granitoidy nawiercone na głębokości 600 i 555 m ppt. Obszar Rydzewa znajduje się we wschodniej części elckiego masywu syenitowego. W rejonie Tajna za najbardziej perspektywiczne uznano syenity w NW obrzeżeniu alkaliczno-ultrasasadowego masywu Tajna. Jednakże wadą tej lokalizacji jest sąsiedztwo Biebrzańskiego Parku Narodowego.

Zasadniczy wniosek jaki wypływa ze studiów nad lokalizacją GeoSOP w skałach krystalicznych podłoża NE Polski jest taki, że obecnie ta część Polski jest zbyt słabo rozpoznana geologicznie (zwłaszcza wiertniczo) aby można było jednoznacznie wypowiadać się o jej przydatności dla lokalizacji GeoSOP. Dlatego wymienione wyżej obszary perspektywiczne uznano za rezerwowe.

Spośród licznych formacji skał ilastych występujących na terenie Polski za najbardziej perspektywiczny uznano kompleks górnotriasowych skał ilastych zwany warstwami gipsowymi górnymi na monoklinie przedsudeckiej. Warstwy gipsowe górne (218-223 mln lat) zbudowane są z pstrych iłowców przewartwionych mułowcami kwarcowymi. Sporadycznie występują w nich laminy piaskowców. Cechą charakterystyczną warstw gipsowych górnych jest obecność drobnych żyłek, a rzadziej soczewek

anhydrytu lub gipsu. W strefie przystropowej występuje kilkumetrowa warstwa anhydrytu. W nadkładzie warstw gipsowych górnych występują iłowce lub mułowce, a w spągu piaskowce. Głównymi składnikami skał ilastych warstw gipsowych górnych są illit i chloryt magnezowy, którym towarzyszy faza mieszanopaketowa illit/smektyt.

Na podstawie kryterium grubości kompleksu skał ilastych (co najmniej 200 m) i grubości nadkładu (co najmniej 300 m) za perspektywiczny dla GeoSOP uznano obszar Jarocina-Pogorzeli między Poznaniem i Kaliszem (Ryc. 1). Grubość warstw gipsowych górnych na tym obszarze zmienia się od 185 m do 240 m. Nad nimi zalega kompleks skał mułowcowo-iłowcowych o grubości 290-331 m. Powyżej aż do powierzchni terenu występują skały ilaste trzeciorzędowe i czwartorzędowe. Stwarza to korzystne warunki hydrogeologiczne.

Spśród struktur solnych należących do cechsztyńskiej formacji solonośnej za najkorzystniejsze dla lokalizacji GeoSOP uznano wysady solne: Damasławek, „Kłodawa - część południowa” oraz Łanięta (Ryc. 1). Ten ostatni wysad jest najlepiej rozpoznany gdyż stanowi on rezerwowe złożo soli kamiennej, którego eksploatacja mogłaby się rozpocząć po likwidacji kopalni Kłodawa w 2020 roku.

Wysad solny „Damasławek” znajduje się w pobliżu Żnina na SE od Bydgoszczy. Ma on kształt słupa o przekroju eliptycznym o powierzchni około 13 km². Średnia głębokość zalegania zwierciadła solnego wynosi 470 m ppt. Na zwierciadle solnym spoczywa czapa iłowo-gipsowo-anhydrytowa o średniej miąższości 200 m. Sól kamienna w wysadzie jest grubokrystaliczna z gniazdami soli potasowo-magnezowej oraz anhydrytu. Za najlepsze z punktu widzenia lokalizacji GeoSOP uznaje się sole piętra Z2, które tworzą gruby kompleks jednorodnych soli kamiennych. Składowisko można by zlokalizować poniżej 800 m ppt. Wyjaśnienia wymagają stosunki wodne w czapie iłowo-gipsowo-anhydrytowej oraz w otaczających wysad zawodnionych piaskowcach i piaskach kredy górnej.

Wysad solny „Kłodawa - część południowa” należy do dużej struktury solnej ciągnącej się na długości 63 km od Izbicy Kujawskiej do okolic Łęczycy. W środkowej części wysadu znajduje się czynna kopalnia soli „Kłodawa”. Zwierciadło solne na obszarze typowanym jako miejsce dla GeoSOP zalega na głębokości od ponad 200 m do 300 m ppt. Nad zwierciadłem solnym zalega czapa gipsowa i wodonośne skały jurajskie i trzeciorzędowe. Należy się spodziewać warunków hydrogeologicznych podobnych do tych jakie rozpoznano w otoczeniu kopalni „Kłodawa”, a także podobnych zagrożeń wyrzutami gazów i skał. Wyrobiska GeoSOP znajdowałyby się w odległości 2 km od wyrobisk eksploatacyjnych kopalni Kłodawa. Składowisko można by zlokalizować na głębokościach od 600 m do 1000 m.



Ryc. 1. Lokalizacja miejsc wytypowanych jako perspektywiczne dla geologicznego składowiska odpadów promieniotwórczych na tle głównych jednostek geologicznych w Polsce.

1 - wysady soli kamiennej, 2 - kompleks skał ilastych, 3 - skały magmowe (granitoidy i syenity)

W chwili obecnej prowadzone są badania geofizyczne (płytkie sondowania sejsmiczne i badania elektrooporowe) w celu rozpoznania czapy iłowo-gipsowo-anhydrytowej wysady Damasławek oraz w rejonie Jarocina - Pogorzeli. Na podstawie tych badań podjęta zostanie decyzja co do dalszego postępowania w stosunku do potencjalnych lokalizacji GeoSOP.

Literatura

Janeczek J., [w druku]: Stan badań nad lokalizacją głębokiego składowiska odpadów promieniotwórczych w Polsce. *Biuletyn Informacyjny PAA*.

Lukasz Karwowski & Roman Włodyka

Katedra Geochemii, Mineralogii i Petrografii, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski

Granaty tytanowe z sillu pikrytowego w Międzyrzeczu Górnym koło Bielska-Białej

Granaty tytanowe należące do szeregu andradyt-melanit-schorlomit zostały stwierdzone w glimmerycie oliwinowym oraz skarnie pektolitowym w Międzyrzeczu Górnym koło Bielska-Białej. Ten ostatni występuje w przystropowej partii sillu, jako endoskarn, w postaci dużej soczewy o wymiarach poprzecznych 5×12 m, przy grubości do 2 m. Miąższość sillu nie przekracza 10-12 m. Jedyne, wcześniej znane wystąpienie granatów na terenie cieszyńskiej prowincji magmowej zostało opisane przez T. Wiesera (1971). W marmurach z Grodzca występuje grossular zawierający 10-35% molekuly andradytowej.

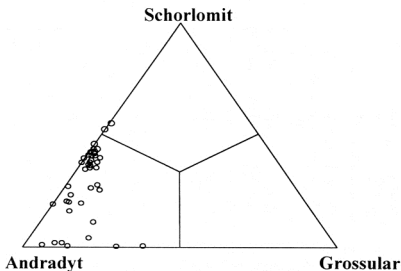
Badane granaty charakteryzują się ścisłym związkiem istniejącym pomiędzy ich barwą a wzrastającą w nich zawartością tytanu. Obserwacje płytek cienkich połączone z analizami mikrosondowymi (Tab.1) pokazały, że andradyty o zawartości 0.n % TiO_2 są bezbarwne lub jasnożółte. Melanity (1-8% TiO_2 ; Howie & Woolley 1968) zmieniają barwę od żółtej do żółtobrazowej, zaś schorlomity do ok.15% TiO_2 od jasnobrazowej do ciemnobrazowej; zaś powyżej tej wartości są czarne. Obecnie dla schorlomit wymagany jest udział $TiO_2 > 15\%$ (Deer i in.1982). Z diagramu projekcyjnego schorlomit - andradyt - grossular (Ryc. 1) wynika, że większość analiz leży na polu andradytu.

Tabela 1. Wyniki analiz chemicznych granatów tytanowych.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	36.86	33.92	32.97	34.24	29.46	29.09	28.06
TiO ₂	0.04	5.23	8.05	9.21	13.54	15.31	20.70
Al ₂ O ₃	9.08	1.51	0.89	0.27	1.11	0.55	0.32
Cr ₂ O ₃	0.04	0.08	0.00	0.21	0.24	0.06	0.08
FeO	20.56	22.03	22.38	21.05	20.23	18.93	15.10
MnO	0.14	0.00	0.00	0.15	0.26	0.27	0.43
MgO	1.55	0.76	1.65	2.33	0.78	0.72	0.69
CaO	29.78	32.26	31.03	30.70	32.54	31.87	30.36
Na₂O	0.28	0.48	0.81	1.15	0.21	0.45	0.89
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.02	0.00
SUMA	99.00	96.27	97.78	99.36	98.42	97.27	96.63

W glimmerytach oliwinowych granaty tytanowe tworzą nieregularnie rozmieszczone skupienia, wykazujące ścisły przestrzenny związek ze strefami występowania mikroszczelin. Pojawiają się one w przystropowej partii sillu; do ok. 1,5 m od powierzchni stropowej. Ich powstanie należy wiązać z procesem wapniowej metasomatozy zachodzącej w warunkach dekompresji. Infiltrujące systemem makro i mikroszczelin stropową partię sillu bogate w wapń roztwory (o wysokiej wartości stosunku $a_{Ca^{+2}} / a_{H^{+}}$) pochodzące ze skał ościennych reagowały z fazami bogatymi w tytan (flogopit, Ti-magnetyt, perowskit). W większości przypadków obserwowano pseudomorfozy zawierające fragmenty protokryształu, zaś rzadziej ich brak. Przypuszcza się, że migracja tytanu w czasie procesów metasomatycznych nie przekraczała odległości kilkunastu metrów. Najbardziej podatne na przeobrażenia były Ti-magnetyty, które w strefach intensywnego spękania skały zniknęły zupełnie. Powstające poikilitowe metakryształy granatów zawierały liczne wrostki wtórnych (z obfitymi inkluzjami fluidalnymi) fluoroapatytów, które wskazywałyby na fluorkowy charakter roztworów rozpuszczających (Van Baalen 1993). Kolejnym, bardzo charakterystycznym minerałem pojawiającym się w strefach intensywnej Ca- metasomatozy jest pektolit, który należy do podstawowych składników skarnu. Stosunkowo rzadko obserwowano pojawianie się na Ti-granatach nieciągłych, bezbarwnych obwódek pozbawionego tytanu andradytu wzbogaconego w molekułę grossularu (an.1, Tab.1), czy jego samodzielne skupienia.

W skarnie pektolitowym występują praktycznie tylko bardzo drobne (<0,02 mm), automorficzne metakryształy szorlomit, które tworzą wrostki w pektolicie, diopsydzie, tytanicie oraz analcymie. Zawartość TiO₂ waha się w przedziale 7-20%, przy czym większość z nich zawiera od 12 do 15%



Ryc. 1. Trójkąt projekcyjny schorlomit-andradyt-grossular.

TiO₂. Wykazują one budowę pasową prostą, rzadziej odwróconą; wahania zawartości tytanu pomiędzy pasami wynoszą od 1 do 5% TiO₂. Dużą rzadkością jest występowanie w tej skale dużych (0,4-0,7 mm) granatów atolowych. Ich centralne partie są wypełnione igielkami diopsydu, pektolitem, generacją bardzo drobnych schorlomitów oraz natrolitem. Schorlomity stanowiące wypełnienie szczelin w skarnie wykazują maksymalne zawartości tytanu; współwystępują one z dużymi, automorficznymi kryształami tytanitu, natrolitu oraz rzadkimi cyrkonami.

Zmiany składu chemicznego granatów tytanowych są przedstawione w tabeli 1. Istnieje ujemna korelacja pomiędzy zawartością tytanu a zawartością krzemu, glinu oraz żelaza. Ten typ korelacji jest typowy dla granatów szeregu andradyt-melanit-schorlomit (Gomes 1969). Powyższe granaty tytanowe charakteryzują się stosunkowo wysokim udziałem sodu; maksymalna zawartość Na₂O wynosi 1,54%, przy czym większość z nich mieści się w przedziale 0,3-0,7%. Większy udział Al₂O₃ (powyżej 4%) zanotowano w pozbawionych tytanu andradytach.

Literatura

- Deer W. A., 1982: Rock-Forming Minerals. 1A. Orthosilicates. Longman, New York.
 Gomes C.B., 1969: Elektron microprobe analysis of zoned melanites. *Am. Mineral.* 54: 1654-1661.

- Howie R. A. & Woolley A. R., 1968: The role of titanium and the effect of TiO_2 on the cell-size, refractive index, and specific gravity in the andradite-melanite-schorlomite series. *Mineral. Mag.*, 36: 775-790.
- Van Baalen M. R., 1993: Titanium mobility in metamorphic systems: a review. *Chem. Geol.*, 110: 233-249.
- Wieser T., 1971: Przeobrażenia egzo- i endokontaktowe związane z cieszynitami Karpat fliszowych Polski. *Kwart. geol.*, 15: 901-920.

Janusz Kropka

Katedra Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski

Zmiany chemizmu wód podziemnych w nadmiernie eksploatowanym, triasowym zbiorniku Gliwice

Hydrogeologicznie półodkryty i półotwarty zbiornik użytkowych wód podziemnych Gliwice wydzielono w utworach węglanowych triasu (Rózkowski 1990). Zbiornik Gliwice ograniczony jest od zachodu i południa strefami uskokowymi. Nieznany jest jego zasięg w kierunku południowo-zachodnim, gdzie utwory triasu kryją się pod ilastymi utworami trzeciorzędu. W stosunku do warunków naturalnych, które przypuszczalnie panowały w zbiorniku jeszcze do przełomu lat 20 i 30 XX wieku, pewnym modyfikacjom uległa jego granica północna.

Poziomy wodonośne wapienia muszlowego i retu w warunkach reżimu naturalnego były zasilane głównie przez infiltrację opadów atmosferycznych. Na początku XX wieku ciśnienia hydrostatyczne wykazywały przypuszczalnie spadek od ok. 240-260 m n.p.m. w części północnej i wschodniej do ok. 220-230 m n.p.m. w części centralnej, wzdłuż doliny Dramy oraz do ok. 195-205 m n.p.m. w południowej części zbiornika, w dolinie Kłodnicy. Regionalny kierunek przepływu wód był zgodny z ogólnym upadem warstw i skierowany ku południowemu zachodowi i zachodowi przypuszczalnie w kierunku niecki kędzierzyńskiej, ku dolinie Odry. Lokalne systemy krążenia posiadały obszary drenażu w dolinach rzek Kłodnicy oraz Dramy i jej dopływów. W warunkach zbliżonych do naturalnych kontakty hydrauliczne typu erozyjnego wodonośnego piętra czwartorzędu z triasowym w dolinie Dramy i Kłodnicy,

były strefami rozładowania ciśnienia artezyjskiego lub subartezyjskiego w utworach węglanowych triasu.

Zbiornik Gliwice w granicach z początku XX wieku był naturalnie chroniony na ok. 92% swojej ówczesnej powierzchni, wynoszącej łącznie ok. 291 km². Izolację stanowiły praktycznie nieprzepuszczalne, ilaste utwory trzeciorzędu i słabo lub zróżnicowanej przepuszczalności utwory czwartorzędu (gliny, ility). Analiza stopnia izolacji i obliczone czasy pionowego przesiekania wód z powierzchni terenu do zbiornika wykazały, że na ponad 90% jego obszaru te ostatnie kształtowały się powyżej 100 i w przedziale 25-100 lat. Świadczą one równocześnie o odpowiednio bardzo niskim lub niskim stopniu podatności omawianego zbiornika na zanieczyszczenia antropogeniczne z powierzchni terenu. Obszary bezpośredniego (wychodnie skał serii węglanowych) i pośredniego zasilania (skały węglanowe pod przykryciem przepuszczalnych osadów czwartorzędu) skoncentrowane były głównie w północno-wschodniej części zbiornika, zajmując jedynie ok. 24,6 km², tj. ok. 8% jego ówczesnej powierzchni.

Bardzo wysoki, ponad 90.% udział wspomnianych trzeciorzędowych i czwartorzędowych utworów przykrywających kompleks wodonośny serii węglanowej, nie był czynnikiem sprzyjającym warunkom krążenia, w tym przede wszystkim zasilania. Z drugiej jednak strony, w trakcie eksploatacji wód względniaczej rzeczywisty potencjał zasobowy w ówczesnych granicach jednostki, byłby czynnikiem hamującym proces migracji ewentualnych zanieczyszczeń z powierzchni terenu do kompleksu wodonośnego, przyczyniacząc się tylko do minimalnych zmian w składzie chemicznym tych wód.

Eksploatacja wód z kompleksu wodonośnego serii węglanowej triasu w obrębie omawianego zbiornika trwa nieprzerwanie od blisko 110 lat. Istniejące ujęcie studzienne Zawada w rejonie Karchowice-Zawada jest jednym z najstarszych ujęć wodnych na Górnym Śląsku. Pierwszą studnię dla potrzeb wodociągowych - Zawada 2 - odwiercono ok. 1890 roku. Została ona zlokalizowana w niezwykle wydajnej strefie o założeniach tektonicznych, charakteryzującej się w przeszłości samowypływami. W latach 1890-1930 eksploatowała ona wody z wydatkiem ok. 1000 m³/h przy depresji ok. 11,0-12,0 m. Drugim najstarszym ujęciem studziennym w granicach zbiornika była odwiercona przypuszczalnie także w 1890 roku studnia fabryki drutu w Gliwicach. Studnia ta w latach 1891-1930 eksploatowała wody z wydajnością ok. 180 m³/h, przy zaleganiu dynamicznego zwierciadła wody na głębokości ok. 7,0 m p.p.t. W historii rozwoju eksploatacji wód studniami na omawianym obszarze zaznacza się kilka etapów. Charakteryzował je albo wyraźny przyrost liczby nowych otworów studziennych z równoczesnym, często skokowym wzrostem

wielkości poboru wód, albo trwające kilka lub kilkanaście lat okresy stabilizacji poboru wód lub też trwający od 1989 roku wyraźny spadek poboru wód.

Długotrwała i intensywna eksploatacja wód z kompleksu wodonośnego serii węglanowej triasu studniami, spowodowała zmiany naturalnego układu pola hydrodynamicznego. Należy do nich przede wszystkim zdecydowane obniżenie podstawy drenażu w środkowej i dolnej części zlewni Dramy, w części wschodniej zbiornika w pasie od Wieszowy na północy po Szalszą na południu oraz w rejonie ujęcia Gliwice-Labędy w południowej i południowo-zachodniej części zbiornika, generalnie na południe od rzeki Kłodnicy i kanału gliwickiego oraz zbiornika Dzierżno. Równocześnie obniżenie zwierciadła wody w skali regionalnej, spowodowało przemieszczenie północnej granicy zbiornika z jednoczesnym przyrostem jego powierzchni z 291 do 388 km², odpowiednio w latach 1928/1929 - 1992.

Do oceny wieloletniej zmienności chemizmu eksploatowanych wód wykorzystano wyniki archiwalnych i wskaźnikowych ich analiz dla wybranych 7 studni.

Wyboru studni dokonano w oparciu o następujące kryteria:

- a/ długoletnia eksploatacji wód podziemnych,
- b/ lokalizacja studni uwzględniająca różną strefowość hydrodynamiczną zbiornika,
- c/ położenie studni w obszarach o zróżnicowanych czasach pionowego przesiąkania wód z powierzchni terenu do zbiornika, warunkującej jednocześnie zróżnicowany stopień jego zagrożenia ze strony zanieczyszczeń antropogenicznych (Rózkowski, Rudzińska-Zapaśnik & Siemiński 1997),
- d/ rzeczywiste oddziaływanie różnych w swoim charakterze, głównie powierzchniowych i liniowych ognisk zanieczyszczeń, na chemizm wód podziemnych.

Analizy chemiczne wód pochodziły ze studni Pyskowice 1, Zawada 4, Jelina, Szalsza 2 oraz Gliwice-Labędy 1, 4 i 7. Objęły one następujące oznaczenia: barwę, pH, twardość ogólną, utlenialność, SiO₂, wolny CO₂, substancje rozpuszczone oraz stężenia jonów: Cl, SO₄, HCO₃, N-NO₂, N-NO₃, Ca, Mg, Fe og, Mn, N-NH₄. Analizy chemiczne wód zostały przeliczone i sprawdzone. Zawartość sodu i potasu obliczono z różnicy sumy równoważników głównych anionów i kationów przy założeniu, że suma równoważników głównych anionów jest równa sumie równoważników głównych kationów, a następnie przeliczono ją w analizie na sól. Chemizm analizowanych wód został określony w oparciu o zmodyfikowaną klasyfikację Szczukariewa-Prikońskiego, zgodnie z którą za makroskładniki określające typ hydrochemiczny uznano jony

występujące w ilości powyżej 17% sumy mvali anionów i sumy kationów. Ocenę stopnia i kierunku przemian chemizmu analizowanych wód prześledzono opierając się na:

- interpretacji czasowych zmian stężeń wybranych elementów hydrochemicznych,
- naniesieniu stężeń elementów chemicznych a następnie ich interpretacji na wykresach Schoellera i diagramach Piper'a,
- interpretacji zmiennych wartości wskaźników hydrochemicznych.

Dla scharakteryzowania wieloletniej zmienności chemizmu wód zastosowano zespół następujących wskaźników hydrochemicznych: $rSO_4 \times 100 / rCl$, $r(Cl+NO_3) / rSO_4$, $rHCO_3 / r(SO_4+Cl)$ oraz $rCl / rHCO_3$.

W warunkach naturalnych w kształtowaniu się chemizm wód w strefie aktywnej wymiany wód podziemnych z powierzchniowymi, podstawowym czynnikiem kształtującym chemizm tych wód jest ich współdziałanie ze środowiskiem skalnym (gleby, zwietrzliny, skały niezdiagenezowane i zdiagenezowane).

Analiza czasowych zmian chemizmu dowodzi wyraźnej odrębności hydrochemicznej wód ujmowanych studniami Zawada 4, Jelina, Szalsza 2 oraz Gliwice-Labędy 7 w stosunku do wód pompowanych studniami Gliwice-Labędy 1 i 4. W wieloleciu 1948-1997 w wodach pompowanych pierwszą grupą studni obserwuje się wzrost wielkości twardości ogólnej, substancji rozpuszczonych, chlorków i siarczanów. Przekraczają one bardzo wyraźnie górną granicę zakresu naturalnego oraz niejednokrotnie także aktualnego tła hydrochemicznego (Kropka, 1997). W latach 1948-1951 wody te charakteryzowały się typem HCO_3 -Ca i HCO_3 -Ca-Mg. W kolejnych ulegały zmianie głównie na typ HCO_3 - SO_4 -Ca-Mg. Omawiane wody charakteryzują się słabo zasadowym odczynem przy wartościach pH mieszczących się w przedziale 7,0-8,0. W niektórych studniach stwierdzono ogólny trend obniżania się pH ujmowanych wód.

W warunkach zbliżonych do naturalnych różnego typu zanieczyszczenia powstające głównie na terenach nieskanalizowanej zabudowy wiejskiej, kumulowały się przypuszczalnie w strefie przypowierzchniowej zbiornika lub też uczestniczyły w czwartorzędowym, czwartorzędowo-triasowym lub triasowym, lokalnych systemach przepływu wód podziemnych. Zanieczyszczenia te mogły więc towarzyszyć odpływowi podziemnemu zasilającemu Dramę oraz jej dopływy. Przenikanie tych zanieczyszczeń do głębszych stref triasowego, szczelinowo-krasowego zbiornika było utrudnione, przede wszystkim przez obecną wówczas barierę hydrauliczną w postaci wysokich ciśnień subartezyjskich i artezyjskich w strefach drenażu.

Intensywny pobór wód podziemnych ze zbiornika układ ten zmienił. Zdepresjonowanie zwierciadła wody spowodowało wzrastającą rolę pionowej składowej zasilania zbiornika. W tej sytuacji dominującą rolę zaczęła odgrywać infiltracja wód opadowych oraz infiltrujących z cieków powierzchniowych. Towarzyszące im zanieczyszczenia z przypowierzchniowej strefy utworów czwartorzędu i triasu oraz cieków powierzchniowych, migrowały dalej w kierunku ujęć. Zanieczyszczeń antropogenicznych dostarczały także obszary położone w północnej części zlewni Dramy, które w następstwie intensywnej eksploatacji wód sukcesywnie przystały do północnej części zbiornika.

Niekorzystne zmiany w chemizmie wód podziemnych omawianego obszaru choć bezsporne, postępują powoli. Wydaje się, że między innymi wpływ na to ma rozcieńczenie migrujących zanieczyszczeń w olbrzymiej ilości wód dopływających a następnie pompowanych ujęciem Zawada. Stabilny chemizm wód pompowanych studnią Pyskowice I w latach 1948-1997 każe przypuszczać, że ujęcie Zawada oraz podrzędnie Jelina stanowią barierę hydrodynamiczną. Wraz z ujmowanymi wodami podziemnymi przechwytuje ona skutecznie zanieczyszczenia migrujące z obszarów nieskanalizowanej zabudowy wiejskiej górnej i środkowej części zlewni Dramy.

W okresie 1964-1997 studnie 1 i 4 ujęcia Gliwice-Labędy eksploatowały mocno zanieczyszczone wody pozaklasowe typów wielojonowych. Degradacja jakości tych wód jest związana z ponadnormatywnymi stężeniami Cl, SO₄, N-NO₃, N-NH₄, Fe og., Mn, zmianami barwy oraz wysokimi wartościami twardości ogólnej i substancji rozpuszczonych. Wysokie stężenia wymienionych powyżej elementów hydrochemicznych są bardzo dobrymi wskaźnikami antropogenicznego zanieczyszczenia wód. Wyniki analiz chemicznych z lat 1964-1997 dowodzą, że najbardziej zdegradowane wody podziemne tej części zbiornika pompują studnie o numeracji 1-4. Są one zlokalizowane w rejonie tzw. okna hydrogeologicznego i rozmieszczone wzdłuż linii, niemal równoległe do rzeki Kłodnicy i kanału gliwickiego. Długotrwała eksploatacja wód z kompleksu wodonośnego serii węglanowej triasu spowodowała powstanie w tym rejonie rozległego i głębokiego do ok. 60-70 m leja depresji. Tak znaczne obniżenie podstawy drenażu spowodowało deformację w przepływie strumienia, a w konsekwencji przechwycenie zanieczyszczonych wód w utworach czwartorzędu współczesnej doliny rzeki Kłodnicy. Na środowisko wód podziemnych w utworach węglanowych triasu omawianego rejonu oddziałują ponadto zanieczyszczone wody rzeki Kłodnicy, kanału gliwickiego oraz zbiornika Dzierżno (Kropka 1990).

Zmiany chemizmu wód w trakcie ich eksploatacji w środkowej i północnej części zlewni Dramy oraz wschodniej części zbiornika są wzbudzone hydrodynamicznie, przy jednoczesnym dopływie zanieczyszczeń głównie z powierzchniowych ognisk zanieczyszczeń. Dzięki nim powstały strefowe, antropogeniczne anomalie hydrogeochemiczne (Kleczkowski & Rózkowski 1997). Liniowa anomalia pochodzenia antropogenicznego w zasięgu ujęcia Gliwice-Łabędy została także wzbudzona hydrodynamicznie, przy czym jej kontrastowość związana jest z obecnością rzeczynistego i liniowego ogniska zanieczyszczeń.

Literatura

- Kleczkowski A. S. & Rózkowski A. (red.), 1997: Słownik hydrogeologiczny. Wydawnictwo TRIO, Warszawa. 328 ss.
- Kropka J., 1990: Wpływ zanieczyszczonych wód powierzchniowych na jakość wód podziemnych zbiornika serii węglanowej triasu gliwickiego. In: *Szczelinowo-krasowe zbiorniki wód podziemnych Monokliny Śląsko-Krakowskiej i problemy ich ochrony* (pod red. A. Rózkowskiego), Wydawnictwa SGGW-AR, Warszawa. 102-104.
- Kropka J., 1997: Chemizm i jakość wód. Poziomy wodonośne triasu GZWP Gliwice. In: *Użytkowe wody podziemne Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i jego obrzeżenia* (pod red. A. Rózkowskiego, A. Chmury & A. Siemińskiego), Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa. 59-60.
- Rózkowski A. (red.), 1990: *Szczelinowo-krasowe zbiorniki wód podziemnych Monokliny Śląsko-Krakowskiej i problemy ich ochrony*. Wydawnictwa SGGW-AR, Warszawa. 1-123.
- Rózkowski A., Rudzińska-Zapaśnik T. & Siemiński A. (red.), 1997: Mapa warunków występowania, użytkowania, zagrożenia i ochrony wód podziemnych Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i jego obrzeżenia, 1:100 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Kazimiera Malik

Katedra Geologii Podstawowej, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski

O ichnologii, ichnosach, ichnoskamieniałościach i pseudoichnoskamieniałościach - z sedymentologicznego punktu widzenia

Struktury pochodzenia biologicznego (biogeniczne lub biosedymentacyjne) stanowią jeden z bardzo ważnych elementów analizy facjalnej osadów, której głównym celem jest rekonstrukcja środowiska sedymentacyjnego. Struktury te notowane są w różnej postaci i z różną intensywnością w większości środowisk sedymentacyjnych. W osadach środowisk lądowych ich rola jest dużo mniejsza w porównaniu do osadów środowisk morskich. Najmniejsze jednak znaczenie mają zawsze w przypadku środowisk o skrajnych parametrach fizycznych, takich jak klimat, energia mediów transportujących, itp.

Struktury biogeniczne z grupy tzw. *trace fossils* (Frey 1975; Bromley 1990) są przedmiotem badań osobnej dyscypliny, jaką jest ichnologia (od grec. *ichnos* - ślad, trop). Reprezentuje ona jedną ze starszych nauk o Ziemi, która funkcjonuje od XIX wieku. Według R. G. Osgooda (1975) okres do 1881 roku reprezentuje tzw. *Epokę Fukoidów*, lata 1881-1920 to *Okres Kontrowersji*, a od 1920 roku rozpoczyna się *Rozwój Nowoczesnego Podejścia*. Współczesna ichnologia ma charakter wybitnie interdyscyplinarny, zajmując pozycję na pograniczu czterech nauk o Ziemi: paleoekologii, paleontologii, sedymentologii i stratygrafii (por. Frey 1975: s.85-160).

Angielska nazwa *trace fossils* przetłumaczona została na język polski jako *skamieniałości śladowe*. Dzisiaj trudno nawet dociec, kto był autorem tego pierwszego, niezbyt fortunnego (z punktu widzenia semantycznego) terminu. Funkcjonuje on we wszystkich polskich normach edukacyjnych, a nawet publikacjach ichnologicznych, mimo że największa polska monografia na temat skamieniałych biośladów (Książkiewicz 1977), wyraźnie lansowała termin *ichnoskamieniałości*. Jest on ze wszech miar poprawny merytorycznie, jednakże wykazuje jeden poważny mankament - składa się aż z 7 sylab! Zdaniem autorki, jest to przypuszczalnie główny powód braku spontanicznej i powszechnej akceptacji tego terminu wśród geologów. W opinii piszącej te słowa rozważany problem nomenklaturowy może mógłby być uproszczony poprzez importowanie do języka polskiego na określenie skamieniałych biośladów znacznie prostszych terminów

obcojęzycznych, np: *ichnofosylia* (z ang. *ichnofossils*) lub nawet *ichnosy* (z grec. *ichnos*).

Wśród zespołu kilkunastu głównych cech uważanych za diagnostyczne dla utworów fliszowych (Dżułyński & Smith 1964), wzmiankowane są hieroglify pochodzenia organicznego (bioglify). Późniejsze badania wielu autorów karpaccich wykazały dobitnie, że osady fliszowe charakteryzują się generalnie ubóstwem rzeczywistych makroskamieniałości (ang. *body fossils*), natomiast zawierają relatywnie dużo skamieniałych śladów działalności życiowej zwierząt, głównie bezkręgowych i bezszkieletowych. Ten etap badań jest spięty niczym klamrą, publikacją ichnologicznej monografii Profesora Książkiewicza (1977).

Ichnoskamieniałości reprezentowane w osadach fliszu karpacciego można podzielić na dwie kategorie:

- struktury oznaczalne jako ichnotaksony (ichnorodzaje i/lub ichnogatunki)
- struktury nieoznaczalne.

W obrębie pierwszej kategorii struktur Książkiewicz (1977) zidentyfikował, opisał i zinterpretował 154 ichnogatunki, należące do 57 ichnorodzajów. Jako dwa najważniejsze czynniki kontrolujące rozmieszczenie skamieniałych biośladów w osadach fliszowych S. Leszczyński (1992) akcentuje:

- stopień natlenienia dna basenu,
- reżim depozycyjny (tj. granulometria osadu, substancje pokarmowe, miąższość i struktury warstw osadów, częstotliwość procesów katastroficznych i rozmiary erozji dna).

Natomiast struktury drugiej kategorii należą do ilościowo najpospolitszych struktur skamieniałych biośladów fliszu karpacciego i wynika to z większości szczegółowych badań sedymentologicznych. Nieoznaczalne struktury hypichnialne w postaci guzków, grudek, wałków, itp., albo też endichnialne i/lub exichnialne kanały, plamki, smugi, itp., lub mało charakterystyczne epichnialne nierówności, reprezentują przeróżne przejawy statystycznej niejednorodności w obrębie warstw osadowych i uznawane są powszechnie za struktury pochodzenia biogenicznego typu bioglifów lub struktury bioturbacyjne. Ile z tych pospolitych, choć niepozornych i mało charakterystycznych form może mieć naturę abiogeniczną? Ostrożnym zdaniem autorki, przynajmniej część.

Powyższy postulat oparty jest na dotychczasowym rozpoznaniu całego szeregu abiogenicznych procesów geologicznych (głównie fizycznych i chemicznych), nie będących jednak jakkolwiek działalnością życiową organizmów żywych, a które prowadzą do powstawania struktur

bardzo podobnych do ichnoskamieniałości i określanych jako pozorne, rzekome lub fałszywe ichnoskamieniałości (por. Boyd 1975; Häntzschel 1962). Można je określić krócej po polsku jako pseudoichnoskamieniałości.

W opinii autorki, najbardziej wiarygodnym, choć mało docenianym przez sedimentologów procesem abiogenicznym, odpowiedzialnym za powstawanie endichnialnych pseudoichnoskamieniałości w utworach fliszowych jest ruch fluidów poprzez osad, zwłaszcza w odniesieniu do warstw zbudowanych z frakcji ilowej i pyłowej.

Literatura:

- Boyd D. W., 1975: False or Misleading Traces. In: *The Study of Trace Fossils. A Synthesis of Principles, Problems and Procedures in Ichnology*. (pod red. R. W. Freya), Springer Verlag, Berlin – Heidelberg – New York, 65-83.
- Bromley R. G., 1990: Trace fossils: biology and taphonomy. *Special Topics in Palaeontology*, 3: 1-280.
- Dzuleński S. & Smith A. J., 1964: Flysch facies. *Ann. Soc. Geol. Poloniae*, 34(1-2): 245-266.
- Frey R. W. (red.), 1975: *The Study of Trace Fossils. A Synthesis of Principles, Problems and Procedures in Ichnology*. Springer Verlag, Berlin – Heidelberg – New York, 562 ss.
- Häntzschel W., 1962: Trace Fossils and Problematica. In: *Treatise on Invertebrate Paleontology, Pt. W, Miscellanea*. (pod red. R. C. Moore'a), Geol. Soc. America and Univ. Kansas Press. W177-W245.
- Książkiewicz M., 1977: Trace fossils in the Flysch of the Polish Carpathians. *Palaeontologia Polonica*, 36: 1-208.
- Leszczyński S., 1992: Controls on trace fossil distribution in flysch deposits. *Rozprawy hab. Uniw. Jagiell.*, 236: 1-88.
- Osgood R. G., Jr., 1975: The history of Invertebrate Ichnology. In: *The Study of Trace Fossils. A Synthesis of Principles, Problems and Procedures in Ichnology*. (pod red. R. W. Freya), Springer Verlag, Berlin – Heidelberg – New York, 65-83.

Grzegorz Racki

Katedra Paleontologii i Stratygrafii, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski

Globalne zdarzenia w kredzie - klucz do interpretacji kryzysu późnodewońskiego?

Katastrofa kosmiczna na granicy kreda-trzeciorzęd (K-T) stanowi dobrze udokumentowany punkt wyjścia do wszelkich "pozaziemskich" interpretacji przyczyn pozostałych kryzysów biotycznych, nawet jeśli ostatnio zdarzenie K-T rozpatrywane jest raczej w kategoriach kumulatywnego oddziaływania wielokrotnego impaktu i długotrwałej aktywności wulkanicznej (Chatterjee & Rudra 1996, Sutherland 1996, Hallam & Wignall 1997). Dotyczy to również scenariusza wymierania późnodewońskiego na granicy fran-famen (F-F; patrz McGhee 1996, Racki [w druku]).

G. J. Vermeij (1995) zaproponował "ekonomiczny" scenariusz ewolucji ekosystemów morskich, w myśl którego sprzyjającymi okolicznościami dla ewolucyjnych innowacji i dywersyfikacji były zwiększone dostawy energii i zasobów pokarmowych (*resources*) wskutek podmorskiego wulkanizmu związanego przede wszystkim z ryftingiem. Takie magmowe epizody, indukujące efekt cieplarniany, wysoki poziom oceanu światowego (*highstand*) i intensyfikację procesów wietrzenia kontynentalnego, stanowiły punkt wyjścia do tzw. rewolucji biotycznych w fanerozoiku. Według tej koncepcji, pulsacyjny charakter endogenicznego stymulatora mógł jednak prowadzić do niestabilności i rozregulowania globalnego ekosystemu. Właśnie duże fluktuacje w dopływie pierwiastków biogennych (P, Si, Fe) mogły być podstawowym czynnikiem katastrof ekologicznych, a zwłaszcza dewastacji biocenoz rafowych. Najlepiej udokumentowanym okresem wzmożonego oddziaływania procesów tektoniczno-wulkanicznych na ekosystem oceaniczny była środkowa kreda, wyjątkowo ważny interwał Rewolucji Mezozoicznej (Vermeij 1995) i szeregu globalnych zdarzeń biotycznych między aptem i cenomanem, z kulminacją w wielkim kryzysie na granicy cenoman-turon (C-T; patrz Walliser 1996, Hallam & Wignall 1997). Stąd też stosunkowo dobrze rozumiane zdarzenia środkowokredowe mogą być kluczem do interpretacji tych wymierań masowych w paleozoiku, dla których zakłada się istotne uwarunkowania geotektoniczno-wulkaniczne - choćby tylko ze względu na brak zapisu oceanicznego (por. Racki [w druku]).

Środkowokredowa katastrofa ekologiczna, a przede wszystkim upadek produkcji węglanów i raf rudystowych, zbiega się w czasie z wielkim pulsem tektonicznym wskutek zwiększonego tempa rozrastania się skorupy oceanicznej w wyniku długotrwałej aktywności superpióropusza Południowego Pacyfiku (Larson 1991, Landis i in. 1996). Skala zaburzeń w płaszczu uwypuklona jest brakiem zmian polarności magnetycznej Ziemi przez około 40 milionów lat. Etapy powstawania bazaltowych plateau oceanicznych są ostatnio dokładniej datowane, również dzięki krzywej izotopowej strontu (Bralower i in. 1997). Załamanie ekosystemowe na granicy C-T było konsekwencją gwałtownej tektonoeustatycznej transgresji i (lub) tektonicznie kontrolowanego przewrotu oceanicznego (*oceanic overturn*), wulkanogenicznych upwellingów oraz nieprzewidywalnie wysokich dostaw pierwiastków biogennych drogą hydrotermalną, prowadzących w końcowym efekcie do rozwoju eutrofizacji (np. Hallock & Schlager 1986, Vogt 1989). Przejawiało się to również w coraz częstszej ekspansji oceanicznych wód dennych, bogatych w substancje pokarmowe i zubożonych w tlen, na rozległe szelfy węglanowe, co stawało się bezpośrednią przyczyną stresu i drastycznych zmian środowiskowych w tych ekosystemach. Tego typu złożone "sieci" związków przyczynowo-skutkowych, korelujące wzajemnie epizody tektoniczno-magmowe, efekt cieplarniany, oceaniczne zdarzenia beztlenowe oraz kryzysy węglanowe (z jednocześnie zwiększoną biologiczną produktywnością krzemionki), są obecnie coraz lepiej rozumiane i modelowo testowane (Föllmi i in. 1994, Kerr 1998). Zwłaszcza dotyczy to szacunków skali zaburzeń w cyklach biogeochemicznych (Sinton & Duncan 1997).

W kontekście wyżej wymienionych zdarzeń oceanograficznych, na ogólnie podobieństwa zdarzeń późnodewońskich i środkowokredowych zwracano uwagę już od dawna (np. Hallock & Schlager 1986, Joachimski & Buggisch 1993, Landis i in. 1996), nawet jeśli tło klimatyczne kryzysu F-F prawdopodobnie bardziej przypominało wymieranie K-T (tzn. schyłkową fazę epoki cieplarnianej). W późnym dewonie zaznaczyła się również znaczna intensyfikacja procesów tektonicznych i wulkaniczno-hydrotermalnych (faza wczesnobretońska). Sugeruje się globalne zdarzenia ryftingowe czy nawet puls ekspansji Ziemi w interwale F-F (np. Cathles & Hallam 1991, Veimarn & Milanovsky 1993). Choć kwestie tektoniki płyt w dewonie są wciąż słabo rozumiane (McGhee 1996), brak stabilizacji pola magnetycznego w dewonie wydaje się jednak wykluczać możliwość bezpośredniego zastosowania modelu erupcji superpióropusza płaszczu (por. Algeo 1996). Bardziej prawdopodobne są "klasyczne" scenariusze kryzysu biotycznego o podłożu endogenicznym (McCartney i in. 1990), potwierdzone nowymi interpretacjami ewolucji geodynamicznej kratonu wschodnioeuropejskiego (Wilson & Lyashkevich 1996, patrz Racki [w

druku]). Tylko zintegrowane badania porównawcze kluczowych interwałów obu systemów mogą wyjaśnić ewentualną zbieżność przyczyn zmian w globalnych ekosystemach prowadzących do reorganizacji biosfery.

Literatura

- Algeo T. J., 1996: Geomagnetic polarity bias patterns through the Phanerozoic. *J. Geophys. Res.*, 101, B2: 2785-2814.
- Bralower T. J., Fullagar P. D., Paull R. D., Dwyer G. S. & Leckie R. M., 1997: Mid-Cretaceous strontium-isotope stratigraphy of deep-sea sections. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 109: 1421-1442.
- Cathles L. M. & Hallam A., 1991: Stress-induced changes in plate density, Vail sequences, epeirogeny, and short-lived global sea level fluctuations. *Tectonics*, 10: 659-671.
- Chatterjee S. & Rudra D. K., 1996: KT events in India: impact, rifting, volcanism and dinosaur extinction. *Mem. Queensland Museum*, 39: 489-532.
- Föllmi K. B., Weissert H., Bisping M. & Funk H., 1994: Phosphogenesis, carbon-isotope stratigraphy, and carbonate-platform evolution along the Lower Cretaceous northern Tethyan margin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 106: 729-746.
- Hallock P. & Schlager W., 1986: Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. *Palaios*, 1: 389-398.
- Kerr A. C., 1998: Ocean plateau formation: a cause of mass extinction and black shale deposition around the Cenomanian-Turonian boundary? *J. Geol. Soc. Lond.*, 155: 619-626.
- Landis G. P., Rigby J. K., Sloan R. E., Hengst R. & Snee L. W., 1996: Pele hypothesis: ancient atmospheres and geologic-geochemical controls of evolution, survival and extinction. In: *Cretaceous-Tertiary Mass Extinctions: Biotic and Environmental Changes* (pod red. N. Macloada & G. Kellera), W. W. Norton, New York, 519-556.
- Larson R. L., 1991: Geological consequences of superplumes. *Geology*, 19: 963-966.
- McCartney K., Huffman A. R. & Tredoux M., 1990: A paradigm for endogenous causation of mass extinction. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 247: 125-138.
- McGhee G. R., 1996: The Late Devonian Mass Extinction. The Frasnian-Famennian crisis. Columbia Univ. Press, New York, 303 ss.
- Racki G., [w druku]: The Frasnian-Famennian biotic crisis: how many (if any) impacts? *Geol. Rundschau*, 88.
- Sinton C. W. & Duncan R. A., 1997: Potential links between ocean plateau volcanism and global ocean anoxia at the Cenomanian-Turonian boundary. *Econ. Geol.*, 92: 836-842.
- Sutherland F. L., 1996: The Cretaceous/Tertiary-boundary impact and its global effects with reference to Australia. *AGSO J. Austral. Geol. Geophys.*, 16: 567-585.
- Veimarn A. B. & Milanovsky E. E., 1993: Famenskii riftogenez i global'nye sobytiya na rubezhe franskogo i famenskogo vekov. In: *Problemy geologii i metallogenii Centralnogo Kazakhstana* (pod red. E. E. Milanovsky'ego), Mosk. Obsch. Ispyt. Prirody, Moskwa, 108-118.
- Vermeij G. J., 1995: Economics, volcanoes, and Phanerozoic revolutions. *Paleobiology*, 21: 125-152.
- Vogt P. R., 1989: Volcanogenic upwelling of anoxic, nutrient-rich water, a possible factor in carbonate-bank/reef demise and benthic faunal extinctions? *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101: 1225-1245.

- Walliser O. H. (red.), 1996: Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic. Berlin, Springer, 331 ss.
- Wilson M. & Lyashkevich Z. M., 1996: Magmatism and the geodynamics of rifting of the Pripyat-Dnieper-Donets Rift, East European Platform. *Tectonophysics*, 268: 65-81.

Andrzej Różkowski

Katedra Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski

Systemy przepływu wód podziemnych w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym

Górnośląskie Zagłębie Węglowe (GZW) położone jest w zasięgu zapadliska górnośląskiego, które stanowi strukturalną depresję wypełnioną skałami osadowymi. Miąższość skał osadowych spoczywających na krystalicznym podłożu dochodzi do kilkunastu kilometrów.

W stropie utworów karbonu produktywnego występują utwory kenozoiku i mezozoiku o zróżnicowanej przepuszczalności. Uwzględniając warunki zasilania karbońskich poziomów wodonośnych w ramach Zagłębia wydzielono dwa subregiony hydrogeologiczne: subregion I, w zasięgu którego zasilanie karbońskich poziomów wodonośnych następuje przez przepuszczalne utwory czwartorzędu i mezozoiku, oraz subregion II, gdzie, ze względu na izolację wspomnianych poziomów ilastymi utworami trzeciorzędu, zasilanie nie występuje.

Badania J. Totha (1995) wykazały, iż w basenach sedymentacyjnych zmiany wartości gradientów ciśnień, temperatur i chemizmu wód powodują zmiany sił motorycznych wywołujących przepływ wód podziemnych. W zależności od zmian środowiska hydrogeologicznego w basenie artezyjskim ruch wody może występować pod wpływem hydrostatycznych lub geostatycznych ciśnień, lub też wywołany być może procesami dyfuzji, konwekcji czy też osmozy.

Zgodnie z kryteriami hydrogeologicznymi E. W. Pinnekera (1983) zapadlisko górnośląskie należy zaklasyfikować do starych waryscyjskich basenów artezyjskich. W tego typu basenach dominuje grawitacyjny

system przepływu (Ezhov & Vdovin 1970). Biorąc pod uwagę wyniki badań pola hydrodynamicznego głębokich basenów sedymentacyjnych (Freeze 1971; Toth 1963, 1995) można wnioskować, iż również w zapadlisku górnośląskim do określonej głębokości występuje ciągłość pola ciśnień potencjalnych wód podziemnych w grawitacyjnym systemie przepływu. Przy takim założeniu, uwzględniając również udrażniającą i drenującą górotwór działalność skupionej eksploatacji górniczej, należy przypuszczać, iż zapadlisko górnośląskie do określonej głębokości znajduje się w zasięgu jednego wielkiego regionalnego pola hydrodynamicznego, zróżnicowanego w ramach jednostek hydrogeologicznych drugiego rzędu. Pole hydrodynamiczne w kompleksach wodonośnych karbonu kształtuje zróżnicowanie ciśnień między obszarami zasilania i drenażu.

Próby oceny typu ciśnień występujących w utworach karbonu górnego w GZW dokonano w oparciu o ocenę kształtowania się wartości gradientów ciśnień w profilu hydrogeologicznym. Zastosowano do obliczeń wzór określający wartości ciśnień hydrostatycznych wód ($P_{hy} = 0,098H * \gamma_w$) oraz określono odchylenia od wartości charakterystycznych dla gradientów ciśnień hydrostatycznych (0,9-1,05 MPa/100 m). Dokonane obliczenia prowadzone w zasięgu niecki głównej sugerują, iż do głębokości tysiąca kilkuset metrów występują ciśnienia hydrostatyczne charakterystyczne dla grawitacyjnego systemu przepływu. Poniżej tej głębokości obserwuje się nieznaczny wzrost gradientów ciśnień w warstwach wodonośnych karbonu do 1,4 MPa/100 m, co sugeruje występowanie przejściowego typu ciśnień od hydrostatycznych do geostatycznych (Rózkowski & Wagner 1988; Wagner 1996). Z wyników przeprowadzonych badań można wnioskować, iż w utworach karbonu górnego, w interwale głębokości prowadzonej eksploatacji górniczej złóż węgla, występuje z reguły grawitacyjny system przepływu wód. Poniżej tej głębokości w strefie stagnacji hydrodynamicznej występuje geostatyczny system przepływu. W głębokich zapadliskach trzeciorzędowych, w zasięgu niecki głównej, stwierdzono również występowanie niezależnych, izolowanych, obszarów podwyższonych ciśnień wód w utworach badenu. Obecność ich można przypuszczalnie wiązać z procesami osmozy (Rózkowski 1971).

W ramach grawitacyjnego systemu przepływu swobodne zwierciadło wód w warstwach wodonośnych karbonu występuje wyłącznie w obszarach ich wychodni. Dominują jednak ciśnienia piezometryczne. Badania nad kształtowaniem się ciśnień piezometrycznych prowadzono w interwale głębokości do ok. 2000 m (Rózkowski 1990; Rózkowski & Wagner 1988; Wagner 1996). Wartości ciśnień kształtowały się w granicach 0,19 - 18,34 MPa. Zależność wartości ciśnienia piezometrycznego

(p) od głębokości (H) aproksymuje krzywa regresji postaci liniowej wyrażona wzorem $p = 0,0101966 * H - 1,47299$, przy wysokim współczynniku korelacji $R = 0,888$.

Przepływ wód w piaskowcach karbońskich następuje w porowoszczelinowym ośrodku hydrogeologicznym. Ośrodek ten jest niejednorodny, nieciągły i anizotropowy. Charakteryzuje się złożoną przestrzenią hydrogeologiczną. Miara zróżnicowania przepuszczalności skał w ośrodku hydrogeologicznym kompleksów wodonośnych karbonu górnego są wartości współczynników filtracji zmienne w przedziale od 10^{-15} do 10^{-4} m/s, zaś w przypadku piaskowców - w granicach od 10^{-10} do 10^{-4} m/s. Zróżnicowanie przepuszczalności skał jest efektem wykształcenia litologicznego skał i ich diagenety jak i udroźnienia górotworu eksploatacją górniczą.

Przepływ wód w karbońskich kompleksach wodonośnych odbywa się w warstwach piaskowców i zlepieńców. Są one wzajemnie izolowane przez praktycznie nieprzepuszczalne ilowce i pokłady węgla. Znalazło to potwierdzenie w badaniach hydrogeologicznych prowadzonych przez Z. Wilka (1965) w wyrobiskach górniczych. Wyniki tych badań wykazały zróżnicowanie ciśnień hydrostatycznych w zasięgu poszczególnych warstw wodonośnych, obecność zawieszonych zwierciadeł wody, utrzymywanie się dużych ilości wody w starych zrobach, pod którymi w niżej leżących pokładach prowadzona jest eksploatacja, pojawianie się samowypływów z otworów wiertniczych wykonanych z wyrobisk nawet na niedużej głębokości od spągu pokładu. W skali regionalnej obserwuje się występowanie łączności hydraulicznej między wodami poszczególnych warstw wodonośnych. Więż hydrauliczna może być typu tektonicznego (uskoki), sedymentacyjnego lub erozyjnego.

Szczególnie istotną rolę w przepływie wód podziemnych odgrywają strefy uskokowe. Uskoki szczelne posiadają własności ekranów dynamicznych, utrudniających lub wręcz uniemożliwiających przepływ wód. Uskoki o szczelinach otwartych są drożne i mogą stanowić główne drogi przepływu wód. Obserwacje Z. Wilka (1965) prowadzone w wyrobiskach górniczych kopalń węgla kamiennego wskazują, iż dominują szczelne strefy dyslokacji.

Drogi przepływu wód w karbońskich kompleksach wodonośnych wymuszone są przez warunki zasilania i drenażu. Najwyższe ciśnienia wód w utworach karbonu notuje się w NE części GZW, w zasięgu obszaru zasilania karbońskich poziomów wodonośnych poprzez przepuszczalny nadkład (I subregion hydrogeologiczny), w rejonach kulminacji Wyżyny Śląskiej, najniższe - w ramach niecki głównej w rejonie Kotliny Oświęcimskiej (Ryc. 1).

W obszarach eksploatacji górniczej kierunki przepływu określają gradienty hydrauliczne wymuszone przez drenaż górniczy. Wartości gradientów są zmienne w granicach od kilku do kilkudziesięciu promili z tendencją wzrostu w zasięgu obszarów eksploatacji górniczej.

W skali regionalnej przepływ wód w utworach wodonośnych karbonu przebiega od obszarów zasilania w rejonie kulminacji Wyżyny Śląskiej (I subregion) w kierunku ku centrum niecki głównej.

Szacowane prędkości przepływu w kompleksach wodonośnych karbonu w I subregionie hydrogeologicznym kształtują się w przedziale od kilkudziesięciu do ok. 430 m/rok, osiągając maksymalne wartości przekraczające 1000 m/rok w obszarach eksploatacji górniczej. W zasięgu bezpośredniego oddziaływania drenażu górniczego są one szczególnie wysokie; natężenie i prędkości przepływu wód zależą bowiem od szerokości rowarlicia szczelin i ich gęstości, jak również od wartości spadków hydraulicznych. Prędkości przepływu wód zarówno w I jak i II subregionie hydrogeologicznym redukują się z głębokością na co ma wpływ spadek przepuszczalności piaskowców.

Strefy zasilania karbońskich kompleksów wodonośnych położone są w zasięgu I subregionu hydrogeologicznego oraz lokalnie w zasięgu II subregionu w ramach okien hydrogeologicznych oraz na obszarach zredukowanej miąższości utworów trzeciorzędowych. Intensywność zasilania jest uzależniona od warunków przykrycia i przepuszczalności karbońskich warstw wodonośnych. Maksymalne zasilanie ma miejsce poprzez silnie wodonośne utwory czwartorzędu występujące w dolinach współczesnych i kopalnych rzek. Zasilanie poprzez wodonośne utwory triasu jest utrudnione. Ma ono miejsce głównie wzdłuż drożnych stref dyslokacji, w obszarach wyklinowań izolujących utworów dolnego triasu oraz w rejonach płytkiej eksploatacji złóż węgla pod nakładem triasowym. Badania izotopowe i hydrochemiczne wykazały występowanie utrudnionego zasilania poprzez zredukowane w swej miąższości utwory trzeciorzędu wzdłuż struktury zrębowej rydułtowsko-brzeszczańskiej.

W warunkach naturalnych podstawę drenażu grawitacyjnego systemu przepływu stanowiły doliny rzeczne i strefy regionalnych dyslokacji. Obecnie podstawę drenażu stanowią głównie wyrobiska górnicze oraz nadal strefy regionalnych dyslokacji, lokalnie tylko doliny rzeczne. Intensywny drenaż wód poprzez kopalnie węgla spowodował utworzenie się olbrzymich obszarów obniżonych ciśnień piezometrycznych w utworach karbonu. Utworzone leje depresji, o powierzchni ok. 1700 km², obejmują swym zasięgiem północną i centralną część zagłębia oraz Rybnicki Okręg Węglowy. Odwadniająca działalność górnictwa doprowadziła do obniżenia naturalnej podstawy drenażu do głębokości 300-700 m, lokalnie 1160 m, poniżej powierzchni terenu. Ocenia się, iż

objętość zdrenowanego górotworu karbońskiego wynosi ok. 100 km^3 a pod wpływem drenażu górniczego znajduje się ok. $50\text{-}600 \text{ km}^3$ skał karbońskich (Wilk i in. 1990).

Stosując kryteria J.Totha (1963) w zasięgu obszaru kształtowania się ciśnień hydrostatycznych w grawitacyjnym systemie przepływu w zagłębiu górnośląskim można wydzielić 3 systemy przepływu wód: lokalny, przejściowy i regionalny. Są one zdefiniowane przestrzennymi i hydrodynamicznymi granicami, jak również opisane polami hydrodynamicznymi oraz formami i parametrami ośrodków hydrogeologicznych.

Przedstawiony w pracy podział grawitacyjnego systemu przepływu na 3 podsystemy ma charakter w znacznej mierze umowny. Przy wydzieleniu poszczególnych podsystemów oparto się na danych dotyczących: zróżnicowania przepuszczalności piaskowców w profilu geologicznym karbonu, głębokości występowania podstawowych stref hydrochemicznych i gazowych, zróżnicowania składu izotopowego wód, kształtowania się wartości ciśnień potencjalnych, głębokości wyrobisk górniczych i aktywności działalności górniczej (Rózkowski 1995).

Przyjęto, iż lokalne systemy przepływu charakteryzują się aktywną wymianą i znacznymi prędkościami przepływu wód. Przejściowe systemy przepływu cechują się utrudnioną wymianą wód i nieznacznymi prędkościami ich przepływu. Regionalny system przepływu kształtuje się głównie w strefie hydrodynamicznej stagnacji, gdzie przepływ wód ma miejsce w czasie geologicznym. Długości dróg i czasy przepływu wód w rozpatrywanych systemach krążenia wzrastają od systemu lokalnego poprzez przejściowy do regionalnego.

Lokalny system przepływu jest rozwinięty w strefie aktywnej wymiany wód w utworach: czwartorzędowych, lokalnie trzeciorzędowych, jurajskich, triasowych i karbońskich w I i II subregionie hydrogeologicznym. Poziomo wodonośne występujące w ramach tego przepływu są aktywnie zasilane i drenowane. Strefy drenażu stanowią wyrobiska górnicze i doliny rzeczne. Drenaż górniczy ma miejsce w zasięgu ustalonych lejów depresji. Zasilanie poziomów wodonośnych, występujących w strefie lokalnych przepływów, jest bezpośrednie lub pośrednie poprzez przepuszczalne utwory nadkładu. Miąższości stref objętych lokalnymi systemami przepływu są zmienne w granicach od kilkudziesięciu do ok. 300 m. W I subregionie hydrogeologicznym, uwzględniając kryteria hydrochemiczne i skład izotopowy wód, głębokość zasięgu lokalnego systemu przepływu mieści się w przedziale 200-300 m. Natomiast w II subregionie, gdzie utwory karbonu przykryte są izolującymi osadami trzeciorzędu, głębokość występowania lokalnych systemów

W obszarach eksploatacji górniczej kierunki przepływu określają gradienty hydrauliczne wymuszone przez drenaż górniczy. Wartości gradientów są zmienne w granicach od kilku do kilkudziesięciu promili z tendencją wzrostu w zasięgu obszarów eksploatacji górniczej.

W skali regionalnej przepływ wód w utworach wodonośnych karbonu przebiega od obszarów zasilania w rejonie kulminacji Wyżyny Śląskiej (I subregion) w kierunku ku centrum niecki głównej.

Szacowane prędkości przepływu w kompleksach wodonośnych karbonu w I subregionie hydrogeologicznym kształtują się w przedziale od kilkudziesięciu do ok. 430 m/rok, osiągając maksymalne wartości przekraczające 1000 m/rok w obszarach eksploatacji górniczej. W zasięgu bezpośredniego oddziaływania drenażu górniczego są one szczególnie wysokie; natężenie i prędkości przepływu wód zależą bowiem od szerokości rozwarcia szczelin i ich gęstości, jak również od wartości spadków hydraulicznych. Prędkości przepływu wód zarówno w I jak i II subregionie hydrogeologicznym redukują się z głębokością na co ma wpływ spadek przepuszczalności piaskowców.

Strefy zasilania karbońskich kompleksów wodonośnych położone są w zasięgu I subregionu hydrogeologicznego oraz lokalnie w zasięgu II subregionu w ramach okien hydrogeologicznych oraz na obszarach zredukowanej miąższości utworów trzeciorzędowych. Intensywność zasilania jest uzależniona od warunków przykrycia i przepuszczalności karbońskich warstw wodonośnych. Maksymalne zasilanie ma miejsce poprzez silnie wodonośne twory czwartorzędu występujące w dolinach współczesnych i kopalnych rzek. Zasilanie poprzez wodonośne twory triasu jest utrudnione. Ma ono miejsce głównie wzdłuż drożnych stref dyslokacji, w obszarach wyklinowań izolujących utworów dolnego triasu oraz w rejonach płytkiej eksploatacji złóż węgla pod nadkładem triasowym. Badania izotopowe i hydrochemiczne wykazały występowanie utrudnionego zasilania poprzez zredukowane w swej miąższości twory trzeciorzędu wzdłuż struktury zrębowej rydułtowsko-brzeszczańskiej.

W warunkach naturalnych podstawę drenażu grawitacyjnego systemu przepływu stanowiły doliny rzeczne i strefy regionalnych dyslokacji. Obecnie podstawę drenażu stanowią głównie wyrobiska górnicze oraz nadal strefy regionalnych dyslokacji, lokalnie tylko doliny rzeczne. Intensywny drenaż wód poprzez kopalnie węgla spowodował utworzenie się olbrzymich obszarów obniżonych ciśnień piezometrycznych w utworach karbonu. Utworzone leje depresji, o powierzchni ok. 1700 km², obejmują swym zasięgiem północną i centralną część zagłębia oraz Rybnicki Okręg Węglowy. Odwadniająca działalność górnictwa doprowadziła do obniżenia naturalnej podstawy drenażu do głębokości 300-700 m, lokalnie 1160 m, poniżej powierzchni terenu. Ocenia się, iż

objętość zdrenowanego górotworu karbońskiego wynosi ok. 100 km^3 a pod wpływem drenażu górniczego znajduje się ok. $50\text{-}600 \text{ km}^3$ skał karbońskich (Wilk i in. 1990).

Stosując kryteria J.Totha (1963) w zasięgu obszaru kształtowania się ciśnień hydrostatycznych w grawitacyjnym systemie przepływu w zagłębiu górnośląskim można wydzielić 3 systemy przepływu wód: lokalny, przejściowy i regionalny. Są one zdefiniowane przestrzennymi i hydrodynamicznymi granicami, jak również opisane polami hydrodynamicznymi oraz formami i parametrami ośrodków hydrogeologicznych.

Przedstawiony w pracy podział grawitacyjnego systemu przepływu na 3 podsystemy ma charakter w znacznej mierze umowny. Przy wydzieleniu poszczególnych podsystemów oparto się na danych dotyczących: zróżnicowania przepuszczalności piaskowców w profilu geologicznym karbonu, głębokości występowania podstawowych stref hydrochemicznych i gazowych, zróżnicowania składu izotopowego wód, kształtowania się wartości ciśnień potencjalnych, głębokości wyrobisk górniczych i aktywności działalności górniczej (Rózkowski 1995).

Przyjęto, iż lokalne systemy przepływu charakteryzują się aktywną wymianą i znacznymi prędkościami przepływu wód. Przejściowe systemy przepływu cechują się utrudnioną wymianą wód i nieznacznymi prędkościami ich przepływu. Regionalny system przepływu kształtuje się głównie w strefie hydrodynamicznej stagnacji, gdzie przepływ wód ma miejsce w czasie geologicznym. Długości dróg i czasy przepływu wód w rozpatrywanych systemach krążenia wzrastają od systemu lokalnego poprzez przejściowy do regionalnego.

Lokalny system przepływu jest rozwinięty w strefie aktywnej wymiany wód w utworach: czwartorzędowych, lokalnie trzeciorzędowych, jurajskich, triasowych i karbońskich w I i II subregionie hydrogeologicznym. Poziomo wodonośne występujące w ramach tego przepływu są aktywnie zasilane i drenowane. Strefy drenażu stanowią wyrobiska górnicze i doliny rzeczne. Drenaż górniczy ma miejsce w zasięgu ustalonych lejów depresji. Zasilanie poziomów wodonośnych, występujących w strefie lokalnych przepływów, jest bezpośrednie lub pośrednie poprzez przepuszczalne utwory nadkładu. Miąższości stref objętych lokalnymi systemami przepływu są zmienne w granicach od kilkudziesięciu do ok. 300 m. W I subregionie hydrogeologicznym, uwzględniając kryteria hydrochemiczne i skład izotopowy wód, głębokość zasięgu lokalnego systemu przepływu mieści się w przedziale 200-300 m. Natomiast w II subregionie, gdzie utwory karbonu przykryte są izolującymi osadami trzeciorzędu, głębokość występowania lokalnych systemów

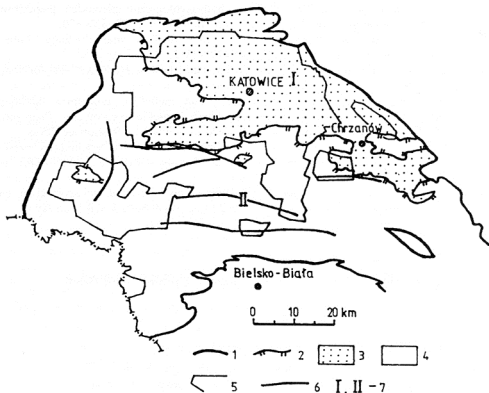
przepływu dochodzi do 80 m. Obecność ich notuje się wyłącznie w utworach czwartorzędowych, lokalnie trzeciorzędowych.

Przejściowy system przepływu jest rozwinięty głównie w strefie mieszania się wód infiltracyjnych z pogrzebanymi solankami. Jest on zasilany w strefie wychodni zaś drenowany przede wszystkim przez wyrobiska górnicze. Występuje on w utworach trzeciorzędowych i karbońskich i prowadzi wody o zróżnicowanym stopniu zmineralizowania. Prędkości przepływu i procesy mieszania się wód ulegają ulegają intensyfikacji na skutek działalności górniczej. Dolna granica występowania przejściowego systemu przepływu, określona wartościami wskaźników hydrochemicznych i izotopów środowiskowych, jest położona w I subregionie hydrogeologicznym i w zasięgu okien hydrogeologicznych w II subregionie na głębokości ok. 450-650 m, maksymalnie 850 m. Miąższość opisywanej strefy wynosi 200-350 m. W II subregionie hydrogeologicznym, dolna granica zasięgu systemu kształtuje się na głębokości ok. 450 m, zaś jej miąższość wynosi ok. 300 m.

Zaznacza się, w okresie ostatnich 40 lat, ogólny trend pogłębiania i rozszerzania się zasięgu stref lokalnego i pośredniego systemu przepływu. Zjawisko to należy wiązać z rozwojem eksploatacji górniczej.

Regionalny system przepływu kontynuuje się od stref zasilania i obejmuje głównie strefę stagnujących solanek. Górna granica tej strefy położona jest na głębokości ok. 450-850 m. Regionalny system krążenia w strefie kształtowania się ciśnień obejmuje utwory trzeciorzędowe w obszarach zapadliskowych oraz utwory karbonu. Jest on zasilany w I subregionie, gdzie ma miejsce kształtowanie się wysokich ciśnień potencjalnych.

Z szacunkowych obliczeń wynika, iż wielkość zasilania regionalnego systemu krążenia w warunkach naturalnych była rzędu ok. 10% efektywnej infiltracji. Obecnie, w warunkach intensywnego drenażu górniczego górotworu karbońskiego zasilanie jest znacznie niższe i być winno rzędu kilku zaledwie procent efektywnej infiltracji, co wymaga jednak potwierdzenia dodatkowymi badaniami. Drenaż regionalnego systemu przepływu następuje głównie przez wyrobiska kopalń węgla kamiennego oraz wzdłuż stref regionalnych dyslokacji. Ascenzyjny przepływ solanek zaobserwowano wzdłuż stref uskoków: kłodnickiego, Bełk-Oświęcim, jawiszowickiego, Bzie-Czechowice oraz nasunięcia orłowsko-boguszowickiego (Ryc. 1).



Ryc. 1. Obszary zasilania i drenażu karbońskich kompleksów wodonośnych. 1 - granice GZW, 2 - zasięg izolujących utworów trzeciorzędowych, 3 - obszary zasilania, 4 - obszary kształtowania się ciśnień, 5 - zasięg obszarów górniczych (strefy drenażu górniczego), 6 - stwierdzone drenujące strefy dyslokacji tektonicznych, 7 - subregiony hydrogeologiczne.

Literatura

- Freeze R. A., 1971: Three-dimensional, transient, saturated-unsaturated flow in a groundwater basin. *Water Resources Research*, 7: 347-366.
- Ezhov J. A. & Vdovin J. P., 1970: K voprosu o vertikal'noi gidrodinamicheskoi zonal'nosti zemno kory. *Sov. Geol.*, 8: 88-76, Moskwa.
- Pinneker E. W., 1983: Gidrogeodinamicheskii rezhim glubokikh gorizontov. *Gidrogeodinamika*. Nauka, Nowosibirsk.
- Rózkowski A., 1971: Chemizm wód w utworach trzeciorzędowych Zagłębia Górnośląskiego. *Biul. Inst. Geol. nr 249. Z badań hydrogeologicznych w Polsce*. T. 1, 7-63. Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- Rózkowski A. (red.), 1990: Szczelinowo-krasowe zbiorniki wód podziemnych Monokliny Śląsko-Krakowskiej i problemy ich ochrony. *CPBP 04.10*. 123 ss., Wyd. SGGW-AR Warszawa.
- Rózkowski A., 1995: Factors controlling the groundwater conditions of the Carboniferous strata in the Upper Silesian Coal Basin, Poland. *An. Soc. Geol. Pol.*, 64: 53-66.

- Różkowski A. & Wagner J., 1988: Badania hydrogeologiczne głębokich poziomów wodonośnych karbonu GZW. *Zesz. Nauk. PŚL*, nr 960 Gór., 172: 359-370.
- Toth J., 1963: A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, 68(16): 4795-4812.
- Toth J., 1995: Hydraulic continuity in large sedimentary basins. *Hydrogeology Journal*, 3(4): 4-16.
- Wagner J., 1996: Charakterystyka hydrogeologiczna głębokich poziomów karbonu produktywnego niecki głównej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Rozprawa doktorska*. Archiwum Państw. Inst. Geol., Oddz. Górnośląski, Sosnowiec. 85 ss.
- Wilk Z., 1965: Zawodnienie a wielkość i głębokość kopalń we wschodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. geol. Kom. Nauk. Geol. PAN Oddz. w Krakowie*, 24: 117 ss.
- Wilk Z., Adamczyk A. F. & Nałęcki T., 1990: Wpływ działalności górnictwa na środowisko wodne w Polsce. *CPBP 04.10*. 220 ss., Wyd. SGGW-AR Warszawa.

Jacek Różkowski¹ & Sylwester Sadowski²

¹- Katedra Geomorfologii, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski

²- Katedra Geografii Fizycznej, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski

Wybrane zagadnienia hydrologii krasowej Wyżyny Krakowskiej

Wstęp

W artykule przedstawiono chemizm wód strefy wadycznej i przejściowej oraz zjawisko lokalnej infiltracji wód z cieków do masywu skał węglanowych w obszarze krasowym Wyżyny Krakowskiej. Wyniki badań hydrochemicznych i hydrometrycznych odnoszą się do okresu 1989–1999. Aktualnie badania hydrologiczne są wykonywane w ramach grantu KBN Nr 9T12B03514. Wyeksponowano wzajemne relacje pomiędzy stężeniami składników występujących w wodach podziemnych, ich zmienność sezonową oraz czynniki naturalne determinujące ucieczki wód z koryt cieków.

Charakterystyka ogólna

W obszarze Wyżyny Krakowskiej występuje GZWP jury górnej Częstochowa E (wg podziału A. S. Kleczkowskiego 1990). Szczelinowo-krasowo-porowy zbiornik górnourajski o charakterze odkrytym zajmuje obszar wschodni jury górnej przykrytych nadkładem czwartorzędowym, lokalnie kredowym. W Rowie Krzeszowickim zbiornik ten ma charakter półzakryty ze względu na występowanie miększej warstwy ilastych osadów mioceńskich. Od strony wschodniej zbiornik kryje się pod utwory kredowe niecki miechowskiej. Skałami zbiornikowymi są spękane i skrasowiałe wapienie skaliste i ławcowe. Serią izolującą są margliste ogniwa oksfordu oraz ilaste utwory jury środkowej. Miąższość zawadzionych węglanowych utworów jury górnej waha się w granicach od kilkudziesięciu do około 300 m. Zbiornik jury górnej tworzy jeden system hydrauliczny (Róźkowski 1990). Cechuje się dużą zmiennością parametrów hydrologicznych, typową dla obszarów krasowych. Dominują lokalne i pośrednie systemy przepływu, które zostały ukształtowane dzięki urozmaiconej rzeźbie terenu a zwłaszcza głęboko wciętym dolinom rzek i potoków. Zlewnie podziemne pośrednich systemów są drenowane przez doliny rzek: Przemszy, Dłubni, Prądnika, Rudawy i Sanki (Ryc. 1).

Chemizm wód strefy wadycznej

Badania chemizmu wód infiltracyjnych strefy wadycznej prowadzono w jaskiniach Ojcowskiego Parku Narodowego. Przesiłekające przez kilkumetrową warstwę nadkładu utworów czwartorzędowych i zwietrzeliń skał węglanowych wody należą głównie do typu $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$, rzadziej $\text{HCO}_3\text{-Ca}$, $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$ lub $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$. Są to wody termicznie stabilne (6,6–8,2°C), słabozasadowe (pH 7,65–8,30), średniotwarde (195–330 mg $\text{CaCO}_3/\text{dm}^3$), o suchej pozostałości od 270 do 470 mg/dm³. Charakteryzują się niską zawartością jonów SiO_2 (2,9–6,6 mg/dm³) w porównaniu do zawartości krzemionki w wodach strefy freatycznej (> 10 mg/dm³). W wodach jaskiń udostępnionych turystycznie (Ciemna, Łokietka) stwierdza się nieznaczne podwyższenie stężeń alkaliów. Okresowo obserwuje się w wodach perkolacyjnych silne zanieczyszczenie azotanami (do 80 mg NO_3/dm^3). Wskaźnik nasycenia (SIc) tych wód wahał się w październiku 1998 r. od 0,14 do 1,07, co świadczyłoby o braku agresywności badanych wód. Wysokie wartości tego wskaźnika w przypadku jaskiń: Zbójeckiej (0,92) i Łokietka (1,07) wynikały z opróbowania wód z mis martwicowych (obecność w wodzie jonów CO_3 w ilości 3,6–5,1 mg/dm³, natomiast w jaskiniach: Ciemnej (0,14) i Koziarnia (0,6) odbierano wodę do pojemników sztucznych. W badanych wodach

stwierdzono znikomą obecność metali: Zn, Sr, Ba, sporadycznie Fe, Mn, Cu oraz brak Pb, Cd i Cr. Chemizm wód infiltracyjnych zestawiono w tabeli 1.

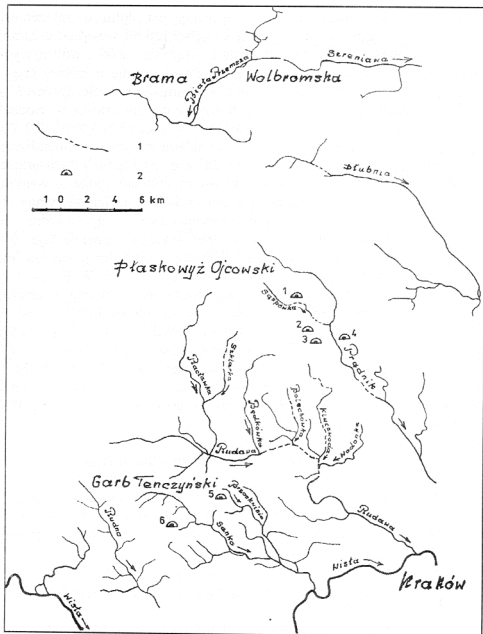
Tabela 1. Zmienność chemizmu wód infiltracyjnych opróbowanych w jaskiniach Ojcowskiego Parku Narodowego (10.1996 r., 10. 1998 r.).

Cecha	Temp.	pH	C	SP	Tw. og.	Ca	Mg	Na	K	HCO ₃
Miano	°C	-	mS/m	mg/dm ³	mg/dm ³	mg/dm ³	mg/dm ³	mg/dm ³	mg/dm ³	mg/dm ³
Zakres wartości	6,6-8,2	7,65-8,30	43,9-75,1	270-470	195-330	52-128	0,0-15,9	1,0-2,6	0,1-1,2	120-265
Cecha	SO ₄	Cl	NO ₃	SiO ₂	Zn	Sr	Ba	Fe	Mn	Cu
Miano	mg/dm ³	mg/dm ³	mg/dm ³	mg/dm ³	mg/dm ³	mg/dm ³	mg/dm ³	mg/dm ³	mg/dm ³	mg/dm ³
Zakres wartości	36-120	6,4-18,0	5,4-80,0	2,9-6,6	0,007-0,025	0,043-0,078	0,028-0,04	0,0-0,033	0,0-0,005	0,0-0,013

Badania stężeń wybranych anionów w wodach jaskiń Ojcowskiego Parku Narodowego w okresie 1989-1991 wykazały zróżnicowanie chemizmu wód infiltracyjnych w poszczególnych jaskiniach jak i w obrębie tych jaskiń. Badane elementy występowały w wodach jaskiń w zakresach: C 40-72 mS/m, NO₃ < 0,5-52,0 mg/dm³, Cl 8-17 mg/dm³, SO₄ 66-150 mg/dm³ (Ryc. 2) (Rózkowski i in. 1996). Względnie wysoką zmiennością sezonową wykazywały stężenia w wodach azotanów (δ 7,5-23,0 mg/dm³), siarczanów (δ 12,8-22,9 mg/dm³), a najbardziej stabilne były koncentracje w wodzie chlorków (δ 4,3-5,9 mg/dm³). Maksymalne koncentracje badanych elementów w wodach jaskiń Zbójcekiej i Łokietka stwierdzono głównie w okresach roztopowych (marzec, kwiecień), natomiast w wodach jaskini Ciemnej w okresie letnim (czerwiec - sierpień) i późnojesiennym (listopad - grudzień). Okresy maksymalnych stężeń badanych elementów w wodach jaskini Ciemnej manifestowały się drugorzędnie w jaskini Zbójcekiej i Łokietka (Ryc. 2).

Zróżnicowanie przestrzenne i sezonowe chemizmu wód krasowych strefy przejściowej

W zrębie Grzbietu Tenczyńskiego występują typowe dla obszarów krasowych zjawiska okresowych przepływów poziomych wód infiltrujących z powierzchni (Rózkowski 1997). W okresie wiosennym oraz zimowym obserwowano znaczące wypływy z wywierzyska w jaskini w wąwozie Zimny Dół (Q do 23 l/s), a także wypływ z jaskini w Brzoskwini (Ryc. 1). W okresie najniższych stanów wód podziemnych (październik) wydajność omawianych źródeł wynosiła 0-2 l/s. W okresie tym główną rolę w drenażu



Ryc. 1. Sieć hydrograficzna Wyżyny Krakowskiej.

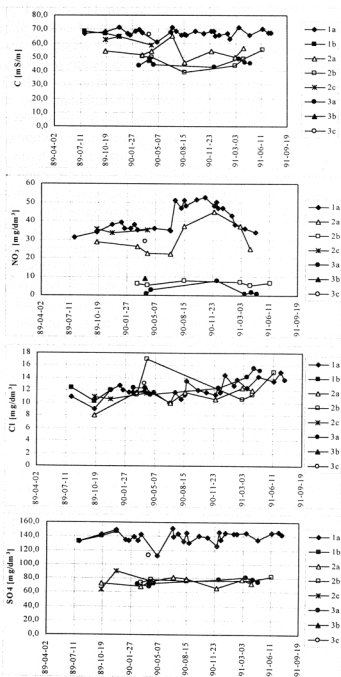
1 – odcinki cieków o charakterze infiltracyjnym (10.1998 r.); 2 – jaskinie: 1 – Koziarnia, 2 – Zbójcecka, 3 – Lokietka, 4 – Ciemna, 5 – w Brzoskwini, 6 – w Zimnym Dole.

odgrywały źródła znajdujące się w głównej osi dolin o założeniach tektonicznych. Chemizm wód wypływających z jaskini w wąwozie Zimny Dół odzwierciedla warunki szybkiego krążenia wód infiltrujących prawdopodobnie głównie w leje krasowe, zlokalizowane w górnej części wąwozu i na wierzchowinie. Są one odbiornikami zanieczyszczeń z użytków rolnych, o czym świadczą podwyższone zawartości w wodach związków biogennych (29–54 mg NO_3/dm^3 , do 0,2 mg NO_2/dm^3 , 0,2–0,6 mg PO_4/dm^3) i alkaliów. Badane wody są wodami słodkimi o mineralizacji 340–355 mg/dm³, średniotwardymi (250–285 mg $\text{CaCO}_3/\text{dm}^3$) o zawartości krzemionki około 14 mg/dm³. Wody drenowane źródłami zlokalizowanymi w głównej osi doliny są wodami głębszej cyrkulacji i charakteryzują się niskimi wartościami stężeń związków biogennych (do 27 mg NO_3/dm^3 , do 0,2 mg PO_4/dm^3 , brak jonów NO_2) oraz wyższą mineralizacją (do 400 mg/dm³), twardością ogólną (300–350 mg $\text{CaCO}_3/\text{dm}^3$), zawartością jonów HCO_3 (250–290 mg/dm³) i SiO_2 (do 21 mg/dm³). W Brzoskwini wody ujęte oraz wypływające okresowo z jaskini mają zbliżony chemizm, co może być odzwierciedleniem podobnych warunków krążenia. Są to wody słodkie (mineralizacja 330–395 mg/dm³), średniotwarde (276–330 mg $\text{CaCO}_3/\text{dm}^3$), o względnie niskiej zawartości krzemionki (11–14 mg/dm³), bardzo podatne na zanieczyszczenie związkami azotu (29–79 mg NO_3/dm^3), co wiąże się z gospodarką wiejską. W wodach wypływających z jaskiń charakterystyczne są także wyższe stężenia siarczanów do 66 mg/dm³, stwierdzone już w strefie wadycznej.

Lokalna infiltracja wód do masywu krasowego

W wyniku badań hydrometrycznych wykonywanych na ciekach Wyżyny Krakowskiej stwierdzono lokalne ucieczki wód powierzchniowych (Ryc. 1). W październiku 1998 r. przedstawiały się one pomiędzy przekrojami hydrometrycznymi następująco:

- Dłubnia: przełom rzeczny Glanów – Imbramowice – δ 25 l/s,
- Prądnik: granica południowa Ojcowskiego Parku Narodowego – Januszowice – δ 150 l/s,
- Sąsławka: obszar źródłiskowy – stadnina koni (górny bieg) – δ 7,7 l/s, poniżej źródła spod Graba limnigraf (dolny bieg) – δ 5,9 l/s,
- Szklarka: obszar źródłiskowy – Szklary – δ 27 l/s,
- Bolechówka: rejon Bramy Bolechowickiej (środkowy bieg) – δ 2,2 l/s, Kluczwoda: obszar źródłiskowy – droga do Białego Kościoła (górny bieg) – δ 28 l/s, Ujazd – przed ujściem do Rudawy (dolny bieg) – δ 48 l/s.



Ryc. 2. Zmienność stężeń wybranych składników chemicznych w wodach opróbowanych w jaskiniach Ojcowskiego Parku Narodowego (1989–1991r.): 1 – Jaskinia Ciemna (dol. Prądnika): a – końcowa część dużej sali, b – rejon tunelu z kotłami wirowymi w stropie; 2 – Jaskinia Zbójcka (dol. Sąpsowska, Wąwóz Jamki): a – korytarz, 110 m, b – rejon mis martwicowych, c – korytarz, 90 m; 3 – Jaskinia Łokietka (dol. Sąpsowska): a – Sypialnia, b – sztuczny korytarz Sypialnia – Sala Rycerska, c – Sypialnia, część N.

Ucieczki wód powierzchniowych z koryta do wód podziemnych należy wiązać z zaangażowaniem tektonicznym obszaru, skrasowieniem masywu skał węglanowych, a także występowaniem słabo przepuszczalnych aluwii, w których wyerodowane jest koryto rzeczne, warunkujących brak więzi hydraulicznej pomiędzy wodami cieków i wodami gruntowymi (Dynowska 1963). Wyróżniają się dwie strefy uciezek wód powierzchniowych, nawiązujące do tektoniki obszaru: poniżej stref źródłiskowych oraz w rejonie północnego obrzeżenia Rowu Krzeszowickiego. Wcześniejsze badania hydrogeologiczne udokumentowały możliwości przepływu wód podziemnych pomiędzy sąsiadującymi obszarami lokalnymi (np. Kluczwoły i Prądnika) (Tlałka 1970). Reakcje pomiędzy wodami powierzchniowymi i podziemnymi mogą być zróżnicowane, o czym świadczą sezonowe badania hydrologiczne w rejonie przelomu Dłubni między Głanowem i Imbramowicami w roku hydrologicznym 1995/96 (Iwon 1996). W okresie niżówkowym (jesień) ucieczki wód z koryta miały lokalny charakter i wynosiły 7–13 l/s, natomiast w okresie wiosennych roztopów na odcinku długości 4 km ubytek wody w Dłubni sięgał 118 l/s (około 87% wielkości przepływu w przekroju zamykającym). W końcowym odcinku przelomu dolina Dłubni intensywnie drenuje wody podziemne, o czym świadczy występowanie szeregu źródeł (Kmita, Bielny Młyn, Staw), której wydajność stanowi około 50% natężenia przepływu wody w przekroju zamykającym przelom rzeczny.

Podsumowanie

Do specyficznych cech wyróżniających obszary krasowe należą m.in. zróżnicowane warunki występowania wód w strefie wadycznej, przejściowej i freaticznej, manifestujące się w dynamice wód infiltrujących oraz ich chemizmie. Wzajemne relacje pomiędzy wodami powierzchniowymi i podziemnymi warunkują głównie zaangażowanie tektoniczne masywu krasowego oraz stopień skrasowienia skał podścielających aluwia. Dynamika omawianych zjawisk hydrologicznych wykazuje wyraźne zróżnicowanie sezonowe.

Literatura

- Dynowska I., 1963: Stosunki hydrograficzne oraz zagadnienia ochrony wód zachodniej części Wyżyny Miechowskiej. *Ochrona Przyrody*, 29.
- Iwon K., 1996: Charakterystyka hydrologiczna i hydrochemiczna wybranego obszaru krasowego w zlewni Dłubni. *Praca magisterska*, archiwum Katedry Geomorfologii Uniw. Śląskiego.

- Kleczkowski A. S. (red.), 1990: Mapa obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony. 1 : 500 000, AGH, Kraków.
- Rózkowski A. (red.), 1990: Szczelinowo-krasowe zbiorniki wód podziemnych monokliny śląsko-krakowskiej i problemy ich ochrony. *Publ. CPBP 04.10 „Szczelinowo-krasowe zbiorniki wód podziemnych monokliny śląsko-krakowskiej i problemy ich ochrony”*, z. 57, Wyd. SGGW-AR, Warszawa.
- Rózkowski J., Leśnok M. & Partyka J., 1996: Zanieczyszczenie opadów, wód powierzchniowych i podziemnych w rejonie krasowym Polski południowej. *Problemy hydrologiczne Południowo-Zachodniej Polski*. Wrocław-Szklarska Poręba, 97-105.
- Rózkowski J., 1997: Regime of the fissured-karstic springs in the Cracow Upland (southern Poland) changed by human impact. *Hidrogeologia*, nr 14: 11-17, A.E.H.S. Madrid.
- Tłałka A., 1970: Obieg wody w zrębowym obszarze wyżynnym na przykładzie dorzecza Rudawy. *Zesz. Nauk UJ, Prace Geograficzne*, z. 24, Kraków.

Mariusz Salamon

Katedra Paleontologii i Stratygrafii, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski

Liliowce dolnego wapienia muszlowego z Piekoszowa w Górach Świętokrzyskich

Utwory środkowotriasowe dokumentowane w okolicach Piekoszowa na południowo - zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich reprezentują dolny wapień muszlowy i obejmują warstwy faliste, łukowskie i z *Plagiostoma striatum* (Senkowiczowa 1961).

Aktualnie w pozostałościach starych łomów i wkopów odsłonięte są jedynie niewielkie fragmenty wyższej części tego profilu, obejmujące warstwy łukowskie i warstwy z *Plagiostoma striatum*. Utwory te można zidentyfikować na podstawie ich cech litologicznych. Warstwy łukowskie reprezentowane są przez szare i żółtawe wapienie drobnokrystaliczne z klastami pelitycznych wapieni marglistych zawierających nieliczną nieoznaczalną faunę małżową oraz liczne szczątki liliowców (op. cit.). Natomiast obecnie słabo odsłaniające się tu warstwy z *Plagiostoma striatum* wykształcone są w postaci szarych wapieni drobnokrystalicznych i wapieni gruzłowych ze szczątkami kręgowców oraz licznymi kolumnaliami

liliowców (op. cit.). Szczałki liliowców w obrębie tych kompleksach są bardzo słabo zachowane i trudne do identyfikacji. Występują tu głównie duże kolumnalia enkrynidów oraz bardzo nieliczne i mniejsze od nich izokrynidy. Z powyższego wynika, że biostratygraficznie utwory dolnego wapienia muszlowego z Piekoszowa reprezentują poziomy liliowcowe **acutangulus** - **dubius**, wyróżnione na Górnym Śląsku (Hagdorn & Gluchowski 1993). Wobec obiektywnych trudności z identyfikacją gatunków wskaźnikowych *Holocrinus acutangulus* i *Holocrinus dubius* ich rozdzielenie jest obecnie niemożliwe. Jedynie sugerując się danymi z niedalekiej Wolicy (Gluchowski & Salamon 1998) można przypuszczać, że warstwy łukowskie reprezentują poziom **acutangulus**, natomiast warstwy z *Plagiostoma striatum* poziom **dubius**. Jednakże najciekawszym spostrzeżeniem jest tu obecność w warstwach łukowskich enkrynidów, co jest sprzeczne z dotychczasowymi obserwacjami w Wolicy. Jest zatem prawdopodobne, że omawiany fragment profilu warstw łukowskich w Piekoszowie reprezentuje najwyższą ich część (pelson?!), a odpowiadającą nie odosłoniętemu obecnie fragmentowi w Wolicy.

W związku z tym wątpliwa staje się teza o późniejszym pojawieniu się enkrynidów w Górach Świętokrzyskich niż na Górnym Śląsku (Gluchowski & Salamon 1998), wraz z konsekwencjami paleobiogeograficznymi. Ostatecznie kwestię tę będzie można rozstrzygnąć poprzez szczegółowe badania górnej części warstw łukowskich w Wolicy i w innych stanowiskach.

Literatura

- Hagdorn H. & Gluchowski E., 1993: Palaeobiogeography and Stratigraphy of Muschelkalk Echinoderms in Upper Silesia. In: *Muschelkalk* (pod red. H. Hagdorna & A. Seilachera). Stuttgart.
- Gluchowski E. & Salamon M., 1998: Liliowce triasowe z Wolicy w Górach Świętokrzyskich. In: *XVIII Terenowa Szkoła Geologów Uniwersytetu Śląskiego*. Sosnowiec.
- Senkowiczowa H., 1961: Ret i wapień muszlowy na zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 167. Warszawa.

Eligiusz Szełęg

Katedra Geochemii, Mineralogii i Petrografii, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski

Co jest powodem zmiennego składu chemicznego tytanitu?

Tytanit jest minerałem powszechnie występującym w skałach magmowych i metamorficznych. Większość opisów występowania tego minerału oparta jest na obserwacjach mikroskopowych. Stąd, w pracach petrograficznych, najczęściej przyjmuje się, że tytanit ma nominalny skład chemiczny $\text{CaTi}[\text{O}|\text{SiO}_4]$. A przecież już w latach trzydziestych i czterdziestych XX wieku powstało wiele prac dotyczących geochemii tego minerału, w których autorzy opisali tytanity z licznymi podstawieniami innych, często rzadkich, pierwiastków (Ramdohr 1936; Sahama 1946). Do dnia dzisiejszego znanych jest ponad 20 pierwiastków, które mogą być podstawiane w strukturze tytanitu. Jest to możliwe dzięki niewielkim różnicom pomiędzy promieniami jonowymi pierwiastków głównych i podstawiających. Możliwe podstawienia przedstawia tabela 1.

Tabela 1. Podstawienia pierwiastków w tytanicie.

pierwiastek główny	pierwiastki podstawiające
Ca	Sr^{2+} , Ba^{2+} , REE^{3+} , Th^{4+} , U^{4+} , Y^{3+} , Mn^{2+} , Na^{+} , K^{+}
Ti	Al^{3+} , Fe^{3+} , Sn^{4+} , Nb^{5+} , Ta^{5+} , Zr^{4+} , Cr^{3+} , V^{5+} , Fe^{2+} , Mg^{2+}
Si	P^{5+} , 4H^{+}
O1	OH, F, Cl

Znane są takie odmiana tytanitu jak: yttrotytanit (keilhaut) odmiana Y-Ce [do 12% $(\text{Y,Ce})_2\text{O}_3$], grothyt - odmiana Al,Fe^{3+} , alshedyt - odmiana V, greenovit - odmiana Mn, Sn - tytanit (do 25% SnO_2) (Deer i in. 1982). Znany jest również tytanit zawierający ponad 46% RE_2O_3 (Exley 1980).

W ostatnich latach powstało wiele prac, których autorzy stosują tytanity (Al-Fe^{3+}) jako geotermometry i geobarometry (Bernau i in. 1986; Enami i in. 1993; Xirouchakis & Lindsley 1998; Markl & Piazoło 1999). Nasuwa się jednak pytanie, czy rzeczywiście tytanity o zmiennym składzie chemicznym mogą być rzeczywistymi miernikami tych warunków. Warunki P-T odgrywają dużą rolę podczas krystalizacji minerałów ale należy również pamiętać o chemizmie środowiska krystalizacji. W pracy M. Enami'ego i in. (1993) opisana została zależność spadku zawartości

(Al+Fe³⁺) w tytanitach od wzrostu temperatury i głębokości zalegania hydrotermalnie zmienionych skał geotermalnego systemu Salton Sea (Kalifornia, USA). Dla trzech stref oddziaływań hydrotermalnych zbadano zawartość (Al+Fe³⁺) w tytanitach:

- strefa chlorytowo-kalcytowa 0.21-0.37 (Al+Fe³⁺) na jednostkę strukturalną (T=180-320⁰C)
- strefa biotytowa 0.12-0.23 (Al+Fe³⁺) na jednostkę strukturalną (T=320-340⁰C)
- strefa klinopiroksenowa 0.12-0.13 (Al+Fe³⁺) na jednostkę strukturalną (T=340-360⁰C).

Takie ujęcie problemu wydaje się niepełne. Jeżeli przyjrzymy się chemizmowi badanych środowisk, to stwierdzimy jeszcze jedną zależność. W strefie chlorytowo-kalcytowej występują chloryty, które w swoim podstawowym składzie zawierają Al i Fe. Pochodzenie tych chlorytów związane jest z przemianą biotytów. W procesie tym może nastąpić podkoncentrowanie Al i Fe. W pierwszej kolejności pierwiastki te będą wchodzić w struktury minerałów, w których są powszechne (chloryty i in.). Dopiero w drugiej kolejności będą podstawiane do struktur innych minerałów (tytanit i in.). W strefie biotytovej Al i Fe występuje w biotytach. W strefie klinopiroksenowej zawartość Al będzie zapewne niższa, ponieważ pierwiastek ten nie jest zbyt powszechny w klinopiroksenach.

W tej samej pracy zbadane zostały dwa typy tytanitów magmowych z granitoidów SW Japonii. Pierwszy typ to tytanity pierwotne, występujące w matriks lub jako wrostki w plagioklazie, w których stwierdzono zawartość (Al+Fe³⁺) 0.18 na jednostkę strukturalną. Drugi typ to tytanity wtórne, występujące jako ziarna w chlorycie pobiotytowym, w których stwierdzono 0.45 (Al+Fe³⁺) na jednostkę strukturalną. W obu przypadkach glin jest powszechny w środowisku. W pierwszym - w plagioklazach, w drugim - w chlorytach. W pierwszym przypadku może zachodzić pewna wymiana Al pomiędzy plagioklazem i tytanitem, w strefie granicznej między tymi dwoma fazami, ale jest ona raczej niewielka z powodu słabej mobilności Al. Przypadek drugi jest typowy, opisany z Polski przez J. Janeczka i M. Sachanbińskiego (1994). Glin, żelazo i w niewielkich ilościach tytan, obecne w strukturze biotyty, pod wpływem przemiany biotyty zostają uwalniane. W pierwszej kolejności Al i Fe wchodzi w skład chlorytów. Tytan tworzy własne minerały, głównie tytanit. Niedobór Ti w strukturze tytanitu umożliwia podstawienia Al i Fe.

Przykłady te pokazują, że przy tego typu rozważaniach należy brać pod uwagę wszystkie czynniki mogące mieć jakikolwiek wpływ na badany układ. Niewątpliwie chemizm środowiska krystalizacji, występowanie

określonych pierwiastków, ich mobilność itp., ma istotny wpływ na występowanie podstawień w strukturze tytanitu.

W celu zweryfikowania hipotezy o dominującym wpływie składu chemicznego środowiska na skład chemiczny tytanitów, w swojej pracy doktorskiej zamierzam poddać badaniom krystalochemicznym tytanity z różnych formacji skalnych Dolnego Śląska.

Literatura

- Bernau R., Franz G. & Langer K., 1986. Experimental investigation of titanite in the system $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. W: *Experimental Mineralogy and Geochemistry International Symposium, Nancy (Francja)*, Abstrakt, 21-22.
- Deer W.A., Howie R.A. & Zussman J., 1982. *Rock Forming Minerals (vol. 1A Orthosilicates)*, London-New York.
- Enami M., Suzuki K., Liou J.G. & Bird D.K., 1993. Al-Fe³⁺ and F-OH substitutions in titanite and constrains on their P-T dependence. *Eur. J. Mineral.*, 5: 219-231.
- Enami M., Suzuki K., Liou J.G. & Bird D.K., 1993. Al-Fe³⁺ and F-OH substitutions in titanite and constraints on their P-T dependence. *Eur. J. Mineral.*, 5: 219-231.
- Exley R.A., 1980. Microprobe studies of Ree-rich accessory minerals: implications for Skye granites petrogenesis and REE mobility in hydrothermal system. *Earth Planet. Sci. Letters*, 48: 97-110.
- Janeczek J. & Sachanbiński M., 1994. Babingtonite, Y-Al-rich titanite, and zoned epidote from the Strzegom pegmatites, Poland. *Eur. J. Mineral.*, 4: 307-319.
- Markl G. & Piazzolo S., 1999. Stability of high-Al titanite from low-pressure calcsilicates in light of fluid and host-rock composition. *American Mineralogist*, 84: 37-47.
- Ramdohr P., 1936. Ein Zinnvorkommen im Marmor bei Arandis, Deutsch-Südwest-afrika. *Neues Jahrb. Min.*
- Sahama Th. G., 1946. On the chemistry of the mineral titanite. W: *On the strength properties of mineral soils* (pod red. T. Brennera), *Bulletin de la Commission Géologique de Finlande*, 139: 88-120.
- Xirouchakis D. & Lindsley D.H., 1998. Equilibria among titanite, hedenbergite, fayalite, quartz, ilmenite, and magnetite: Experiments and internally consistent thermodynamic data for titanite. *American Mineralogist*, 83: 712-725.

Elena Yazykova

Vsesoyuznii Geologicheskii Institut, Sankt-Petersburg;
obecnie Katedra Paleontologii i Stratygrafii, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski

**Cenomanian - Turonian (Upper Cretaceous) event
(The brief literature review)**

The Cenomanian – Turonian (Ce/Tu) interval is the most dynamic middle Cretaceous interval. Neither Cretaceous event is comparable in magnitude to the end-Cenomanian crisis. It spans a 1,4 Ma-long, second order, stepwise mass extinction (Barnes et al. 1996) with 7% of marine families and 26% of marine genera eliminated at the end – Cenomanian (Harries 1993). The Ce/Tu extinction interval is associated with near-peak Mesozoic eustatic sea-level highstand (300 m above present stand in the early Turonian), by global warming peak followed by an abrupt basal Turonian cooling, and by greenhouse climates reflecting elevated CO₂.

The transgression appears to have been initiated following a minor sea-level fall, immediately prior to the latest Cenomanian, and to have continued into the early Turonian when maximum flooding conditions were achieved (Fig. 1). The period from the mid-Cretaceous to the mid-early Eocene (approximately 105 Ma to 55 Ma) was one of the warmest times in the late Phanerozoic (Frakes et al. 1992). The average global temperature was probably about 6 °C higher than that of today (Barron 1983). The mass extinction is bracketed by a global positive $\delta^{13}\text{C}$ excursion, with a major positive $\delta^{18}\text{O}$ excursion. Unfortunately, it is not absolutely clear how was affected the global CO₂ budget in the conditions of Warm Climate Mode (Frakes et al. 1992). Moreover the global Oceanic Anoxic Event II (OAE II) at the Ce/Tu boundary associated with an Ir peak and “black shales” remarkably enrichment of other trace metals (such as V, Cd, Cu, Cr, Mo, Sb, Ni, Zn, Ag, Pt and Au) relative to normal shales. However, the last features are only seen in sections adjacent to the Atlantic, namely the Western Interior and westernmost Europe. Sections further afield, such as those of Poland, show no trace-element enrichment signature. The Atlantic link is also supported by trace element ratios, which are very similar to those of Mid Atlantic ridge basalts (Orth et al. 1993).

The mid-Cretaceous was a time of exceptional volcanism in the Pacific basin (Schlanger et al. 1981). It was also a time of global unrest in magmatism, plate motions, continental deformation, and kimberlite intrusion (Anderson 1994). L. R. Larson (1991) asserted that the mid-

Cretaceous pulse was primarily a Pacific Ocean phenomenon and attributed it to a superplume rising from the core-mantle boundary. Moreover, he noted an abrupt increase in spreading rates and plateau production in the Pacific Ocean at 120 Ma and rapid decreases at 100 and 80 Ma. P. R. Vogt (1989) proposed that the voluminous submarine volcanism seen in both the Atlantic and Pacific oceans during the Ce/Tu boundary interval.

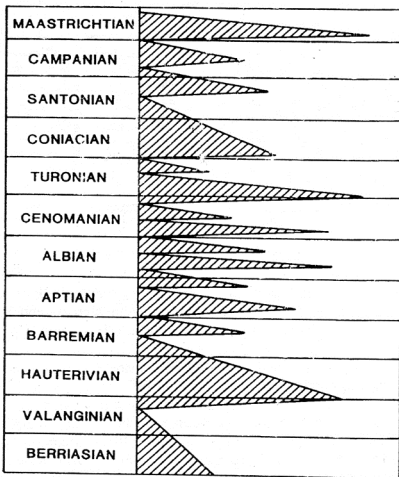


Fig. 1. Schematic representation of eustatic fluctuations in the Cretaceous. Oblique hatching represents transgressive episodes, with relative lateral extend indicated by the width (by Cooper 1977).

Carbon isotopic fluctuations recorded in terrestrial organic matter from the Ce/Tu succession of Hokkaido, Japan show a remarkably similar pattern to isotopic fluctuation in carbonate carbon reported from southern England, Italian Apennines and Pueblo stratotype boundary section. Three

distinct features of the isotope profile, namely a positive spike near the Ce/Tu boundary, a shoulder in the lower-middle Turonian and a level segment in the middle-upper Turonian are observed in Japan (Fig. 2; Hasegawa 1997).

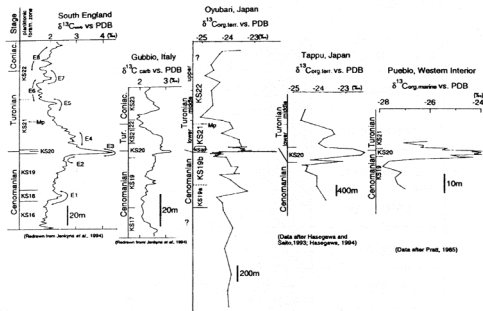


Fig. 2. Comparison of carbon isotope profiles for carbonate (East Kent and Gubbio sections), marine organic matter (Pueblo section) and terrestrial organic matter (Oyubari and Tappu section, Japan) (Hasegawa 1997).

Carbon isotopic fluctuations and OAE II also took place at the north-western Pacific. Unfortunately they are insufficiently studied in the Far Eastern Russia. However, we have got some interesting data by the keeping of minerals in Cenomanian – Turonian sequences. For example, at the Ce/Tu boundary the high keeping of turmaline (10%), zircon (60%), garnet (10%) and titanite (15%) is recorded (Poyarkova 1987). Moreover, the intensive volcanism which continued from Cenomanian to Campanian is recognised here by the widespread tuff layers in the lower Turonian deposits which are very good markers and could be correlate with the same in Lower Saxony, Germany (Wray & Wood 1995). In addition to it, the borehole sections in Pacific show the gaps at this level which could be explain the intensive erosion activity in that time (Kirillova 1997).

The Upper Cretaceous is uniquely blessed the joint occurrence of the premier biostratigraphic groups of fauna, ammonites and planktonic foraminifera. Larger benthic foraminifera and several bivalve groups, notably

rudists and inoceramids, also have biostratigraphic utility in the Late Cretaceous. The main criterion of the Ce/Tu boundary (93,4 Ma) is the first appearance of ammonite *Watinoceras devonense* (WRIGHT & KENNEDY, 1981). The Global boundary Stratotype Section and Point (GSSP, "golden spike") is at the base of Bed 86 in a section at Rock Canyon Anticline, west Pueblo, Colorado, USA (Bengtson 1996). Around the Ce/Tu boundary the most distinctive faunal change is a turnover of inoceramid populations, with *Inoceramus* spp. being replaced by *Mytiloides* spp. This apparently isochronous event is widely used as the de facto Ce/Tu boundary (Hallam & Wignall 1997). Five-six discrete extinction events lie below the boundary, initiating with collapse of paleotropical reef ecosystems first near the Lower-Middle Cenomanian boundary, and peaking again in the middle Late Cenomanian. The extinction crisis finely culminated in the loss of further benthic species and the development of low diversity assemblages. Nektobenthic ammonites, rather than true benthos, are the first group to suffer. Heteromorph ammonites weathered this crisis relatively better than the more "normal" planispiral varieties. The ecological analysis of Cretaceous ammonite morphotypes (Batt 1989, Harries 1993) shows that these extinctions indicate preferential removal of nektobenthic relative to pelagic ammonites. The loss of shallow-water groups (such as inoceramids and rudists) is not so immediately reconcilable with extinction attributed solely to the development of anoxia in deeper waters. Some authors (Schlager 1981, Stanley 1988) have argued that reef taxa in general should be immune from anoxic events because of their shallow-water, persistently wave-agitated life-sites. The problem lies in getting relatively deep, oxygen-poor water into the shallow depth occupied by rudists.

Thus the middle part of the Late Cretaceous was characterized by the deposition of large quantities of organic-rich shales and oceanic anoxic events during the late Cenomanian to Turonian (Frakes et al. 1992). Warm anoxic oceans may have encouraged the burial of organic matter or, alternatively, large amounts of organic carbon may have been produced by high biological productivity in cooler, upwelling oceans (Frakes et al. 1992).

References

- Anderson D. L., 1994: Superplumes or supercontinents? *Geology*, 22: 39-42.
- Barnes Ch., Hallam A., Kaljo D., Kauffman E. G. & Walliser O. H., 1996: Global Event Stratigraphy. In: O.H. Walliser (ed.). Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic. Springer. 319-333.
- Barron E. J., 1983: A warm equable Cretaceous: the nature of the problem *Earth Sci. Rev.*, 19: 305-338.

- Batt R. J., 1989: Ammonite shell morphotype distributions in the Western Interior Greenhorn Sea and some paleoecological implications. *Palaios*, 4: 32-42.
- Bengtson P. (compiler) with contributions by Cobban W. A. et al., 1996: The Turonian stage and substage boundaries. *Bulletin Inst. Royal. Sci. Nat. Belgique. Sciences de la Terre*, 66 (supp.): 69-79.
- Cooper M. R., 1977: Eustacy during the Cretaceous: Its implications and importance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 22: 1-60.
- Frakes L. A., Francis J. E. & Syktus J. I., 1992: Climate Modes of the Phanerozoic. Cambridge University Press. 280pp.
- Hallam A. & Wignall P. B., 1997: Mass Extinctions and Their Aftermath. *Oxford University Press*. 310 pp.
- Harries P., 1993: Dynamics of survival following the Cenomanian-Turonian (Upper Cretaceous) mass extinction events. *Cretaceous Research*, 14: 563-583.
- Hasagawa T., 1997: Cenomanian-Turonian carbon isotop events recorded in terrestrial organic matter from northern Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 130: 251-273.
- Kirilova G. L., 1997: Correlation of Cretaceous events in East Russia with the Global record. *Tikhookeanskaya Geologiya*, 16(6): 3-20 [in russian with abstract in english].
- Larson R. L., 1991: Latest puls of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, 19: 547-550.
- Orth C. J., Attrep M., Quintana L. R., Elder W. P., Kauffman E. G., Diner R. & Villamil T., 1993: Elemental abundance anomalies in the Late Cenomanian extinction interval – a search for the source(s). *Earth and Planetary Science Letters*, 117: 189-204.
- Poyarkova Z. N. (ed.), 1987: Reference section of Cretaceous Deposits in Sakhalin (Naiba section). Nauka, Leningrad. 196 pp. [in russian].
- Schlager W., 1981: The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. *Bulletin of the Geological Society of America*, 92: 197-211.
- Stanley S. M., 1988: Paleozoic mass extinctions: shared patterns suggest global cooling as a common case. *American Journal of Sciences*, 288: 334-352.
- Vogt P. R., 1989: Volcanogenic upwelling of anoxic, nutrient-rich water: a possible factor in carbonate-bank/reef demise and benthic faunal extinction? *Bulletin of the Geological Society of America*, 101: 1225-1245.
- Wray D. S. & Wood C. J., 1995: Geochemical identification and correlation of tuff layers in Lower Saxony, Germany. *Berliner geowiss. Abd.* E16. Gundolf-Ernst-Festschrift. 215-225.