

Zapis $\delta^{13}\text{C}$ w osadach pogranicza dewonu i karbonu w południowej części Gór Świętokrzyskich

Wiesław Trela*, Jan Malec*



W. Trela



J. Malec

Carbon isotope record in sediments of the Devonian-Carboniferous boundary in the southern Holy Cross Mountains. *Prz. Geol.*, 55, 5: 411–415.

S u m m a r y. The $\delta^{13}\text{C}$ curve is presented for the Devonian-Carboniferous boundary (from the *expansa* to *sandbergi* conodont zones) outcropped at Kowala in the western Holy Cross Mountains, Poland. A positive carbon excursion is reported within micritic limestones corresponding to the upper (or even uppermost middle) *praesulcata* conodont zone, which coincides with the glacio-eustatic sea-level drop. The positive shift in the carbon isotope signature was preceded by a mass extinction of the ostracode, conodont and ammonite fauna coeval with the Hangenberg Event.

Key words: Carbon isotope signature, limestones, Devonian/Carboniferous boundary, Hangenberg Event, Holy Cross Mts.

Badania stabilnych izotopów węgla odgrywają ważną rolę w rekonstrukcji paleoklimatu, warunków paleoekologicznych i zmian poziomu morza (Kump & Arthur, 1999; Saltzman i in., 2000; Munnecke i in., 2003; Brenchley, 2004; Cramer & Saltzman, 2006). Skład izotopowy węgla pochodzącego z jonu wodorowęglanowego zawartego w wodzie morskiej jest zmienny w czasie. Stosunek izotopów zapisuje się w szkieletach organizmów, cementach węglanowych lub wprost w osadach i w niektórych przypadkach może być śladowy w skali globalnej (Veizer i in., 1999). Jednakże właściwa interpretacja zapisu izotopowego węgla wymaga określenia wpływu ewentualnych zmian diagenetycznych, maskujących pierwotny skład izotopowy. Gwałtowne zmiany rejestrowane na krzywej izotopowej węgla są interpretowane jako zapis: 1) wahań pierwotnej produktywności oceanu — usuwania ^{12}C z wody morskiej, 2) dostawy CO_2 ze stref *spreadingu*, 3) zmiennego parowania w zbiorniku lub 4) wzmożonej erozji skał węglanowych w warunkach subaeralnych (Kump & Arthur, 1999; MacKenzie & Lerman, 2006).

W niniejszym artykule przedstawiono wstępne wyniki oznaczeń izotopu węgla w wapieniach pogranicza dewonu i karbonu, które odsłonięto w rowie badawczym (o długości 84 m) wykonanym w Kowali — zachodnia część regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich (ryc. 1). Szczegółowa analiza geochemiczna (w tym krzywa zmian $\delta^{18}\text{O}$) badanej sukcesji będzie przedmiotem odrębnej publikacji przygotowywanej przez autorów niniejszej pracy. Zapis izotopowy z Kowali skonfrontowano z krzywą zmian poziomu morza i stanem wiedzy na temat przemian w ekosystemach na przełomie dewonu i karbonu. Dokumentacja biostratigraficzna badanych osadów jest zawarta w pracach: Malca (1995), Dzika (1997), Olempskiej (1997) oraz Filipiak (2004). W profilu tym, cechującym się ciągłym zapisem sedymentacji między dewonem a karbonem, stwierdzono zmiany w składzie gatunkowym zespołów konodontowych, amonitowych oraz małżoraczkowych (Dzik, 1997; Olempska, 1997). Zapis litologiczny badanej sukcesji

został porównany przez Malca (1993, 1995) z klasycznym profilem pogranicza dewonu i karbonu Reńskich Gór Łupkowych.

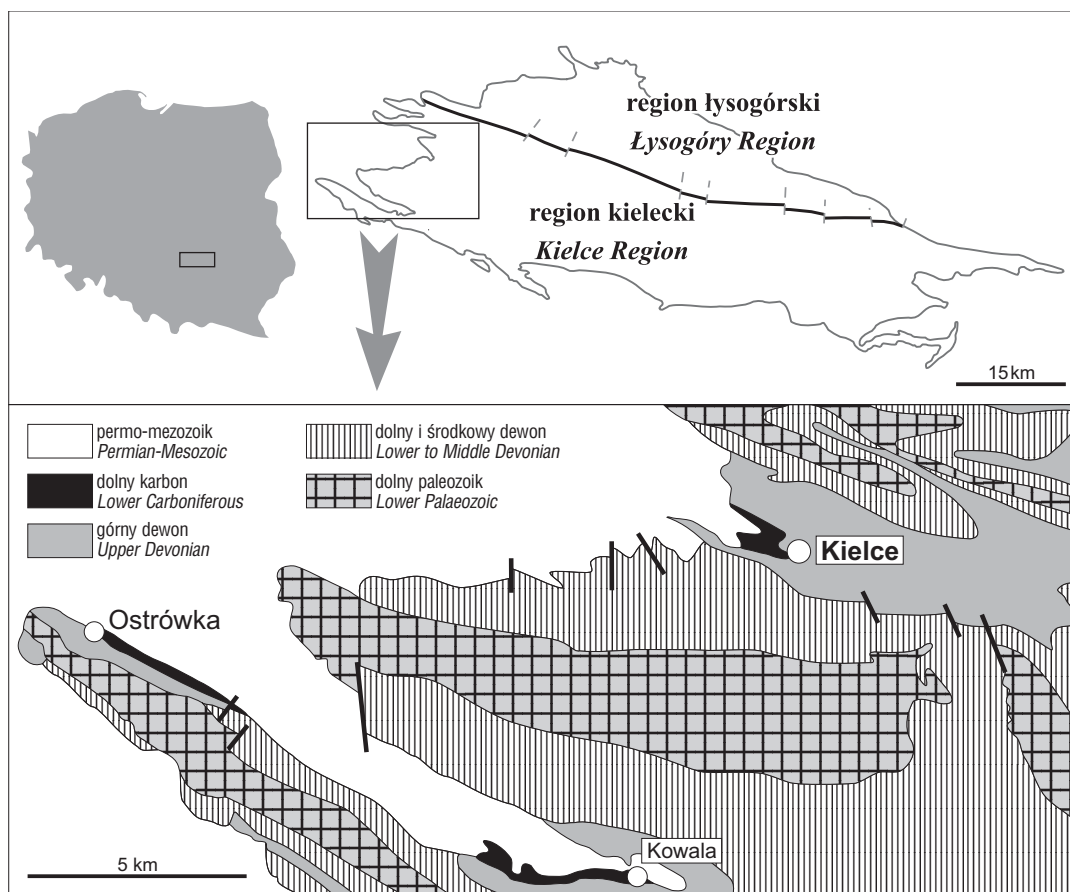
Litologia i stratygrafia

Miąszość rzeczywista odsłoniętej sukcesji osadowej, z uwzględnieniem średniej wartości biegu i upadu warstw (ok. 80/40 N), wynosi około 42 m. Wyróżniono tu następujące kompleksy litologiczne (w porządku stratygraficznym) — rycina 2:

A — cienkoławicowe i gruzłowe wapienie biomikrytowe (waskstony/madstony) z wkładkami łupków marglistych, przeważnie zielonoszare lub lokalnie brunatne, o miąższości ok. 15 m; miejscami łupki margliste przeważają nad wapieniami (ryc. 2). W dolnej części tej sukcesji występuje 30 cm warstwa czarnych łupków bitumicznych z licznymi małżami z rodzaju *Guerichia* i spłaszczonymi klimeniami. W jej górnej części, około 2,8 m poniżej stropu, znajduje się cienka (1,5 cm) warstewka czarnych łupków węglistych. W tym interwale stwierdzono ponadto obecność licznych łodzików i klimenii reprezentowanych w wyższej części przez formy z rodzaju *Wocklumeria* (Malec, 1993, 1995; Dzik, 1997). Wiek tych osadów dokumentują konodonty, przeważnie palmatolepidy, charakterystyczne dla poziomu *expansa* oraz poziomu *praesulcata* — najwyższej części górnego dewonu (Malec, 1995; Dzik, 1997). Zespół małżoraczkowy w tej części profilu Kowali jest reprezentowany przez bentosowe formy ekotypu turyngijskiego (kolczaste podokopidy) oraz planktoniczne formy ekotypu entomozoidowego (Olempska, 1997).

B — żółtobezowe i szare łupki ilaste i mułowce z materiałem piroklastycznym o miąższości 2,7 m są korelowane z poziomem konodontowym *praesulcata* najwyższego dewonu (Malec, 1995; Dzik, 1997). W osadach tych stwierdzono odmienny, w stosunku do kompleksu A, zespół małżoraczków, reprezentowany przez płytkowodne gatunki rodzajów: *Healdia*, *Maurayella* i *Monoceratina* (Olempska, 1997), oraz mało zróżnicowany zespół konodontowy zdominowany przez jeden rodzaj — *Protognathodus* (Dzik, 1997). W tym interwale zanikają klimenie, trylobity i mszywioly. W jego środkowej części występują

*Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Świętokrzyski, ul. Zgodna 21, 25-953 Kielce; wieslaw.trela@pgi.gov.pl



Ryc. 1. Lokalizacja badanego profilu na tle fragmentu uproszczonej mapy geologicznej zachodniej części Gór Świętokrzyskich (wg Szulczewskiego, 1995)

Fig. 1. Location of the examined section versus geological sketch map of the western Holy Cross Mountains (after Szulczewski, 1995)

amonity z rodzaju *Acutimitoceras*, a w górnej — małże z rodzaju *Guerichia* (Malec, 1993, 1995). Ponadto w niższej części udokumentowano obecność licznych radiolarij (Olempska, 1997).

C — wapień mikrytowe (madstony) przeławiczone cienkimi wkładkami łupków marglistych o miąższości ok. 1,3 m. W dolnej części dominują szare, masywne wapień, natomiast w górnej — wiśniowe wapień laminowane z nielicznymi konodontami, liliowcami, otwornicami, małżami i radiolariami.

D — osady marglisto-wapienne o miąższości ok. 18 m z wkładkami tufitów. Dominują zielonoszare łupki margliste, które w środkowej części są przeławiczone cienkimi warstwami szarych, miejscami gruzłowych wapieni mikrytowych. Wiek tych osadów dokumentują konodonty poziome: *sulcata*, *duplicata* i *sandbergi* dolnego turneju (Malec, 1995; Dzik, 1997). W schemacie litostratygraficznym karbonu świętokrzyskiego osady te odpowiadają warstwom radlińskim (*sensu* Żakowa, 1981). W zespole małżoraczkowym ponownie dominują formy typu turyn-

gijskiego, entomozoidowego oraz liczne gatunki rodzaju *Bairdia* (Olempska, 1997), wśród amonitów — podstawowe typy morfologiczne znane z famenu, natomiast w zespole konodontowym przeważają formy z grupy *Siphonodella* (Dzik, 1997).

E — łupki ilasto-krzemionkowe z cienkimi warstwami radiolarytów i kongrecjami fosforytowymi, które Malec (1995) koreluje z poziomem konodontowym *crenulata* środkowego turneju. Wykształcenie tych osadów jest typowe dla warstw zarębskich (por. Żakowa, 1981; Skompski, 2006).

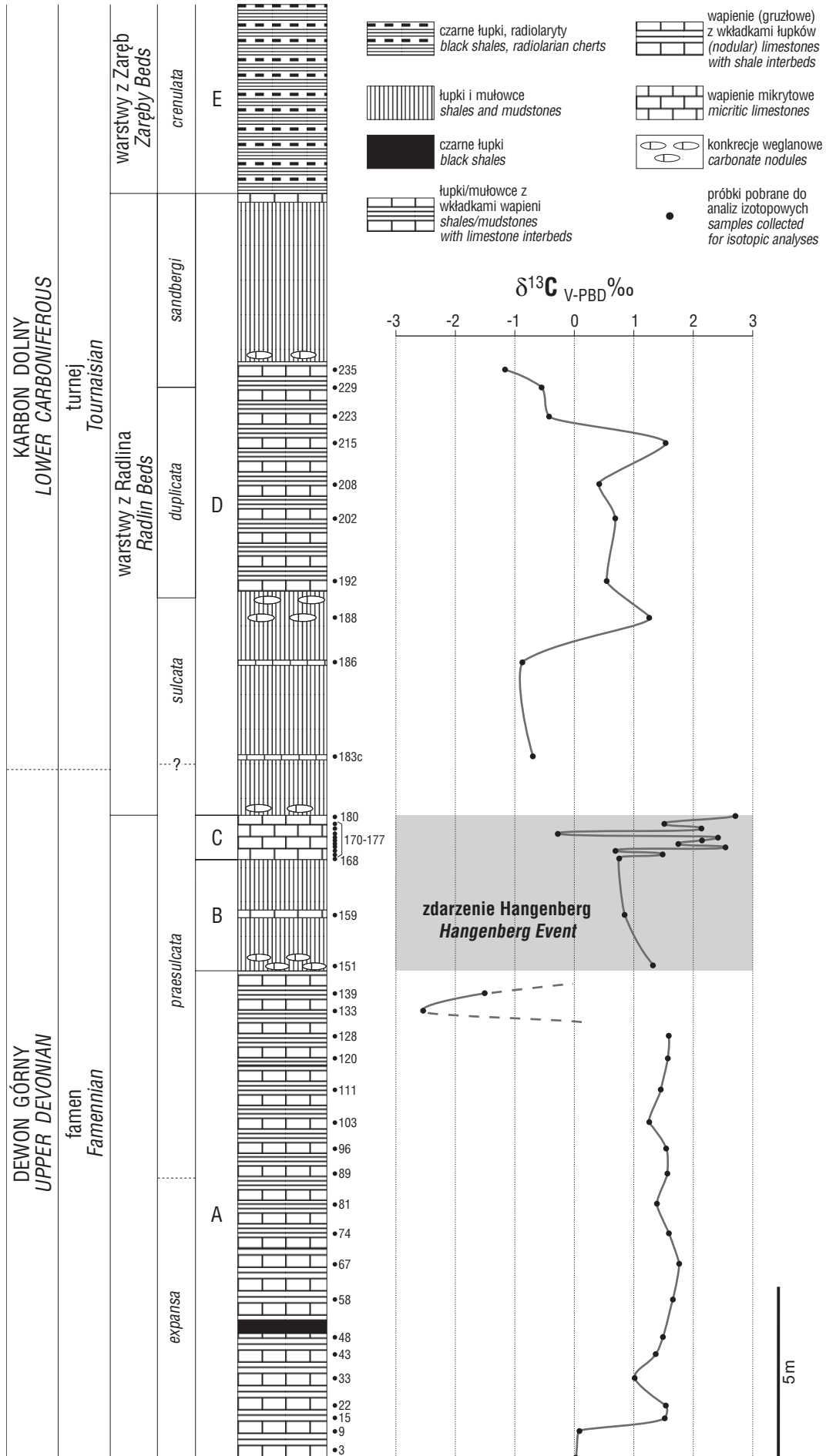
Metodyka

Wykonano 42 oznaczenia stosunków izotopowych węgla w próbkach wapieni mikrytowych (madstonów i wakstonów). Materiał został pobrany mikrowiertarką ze świeżego przełamu mikrytowego ła. Przed wyborem miejsc pobrania materiału do analiz, zostały wykonane badania petrograficzne w mikroskopie polaryzacyjnym w celu

→

Ryc. 2. Krzywa zmian $\delta^{13}\text{C}$ w osadach pogranicza dewonu i karbonu odsłoniętych w rowie badawczym w Kowali; biostratygrafia wg Malca (1995) i Dzika (1997)

Fig. 2. The $\delta^{13}\text{C}$ curve across the Devonian-Carboniferous boundary recorded in the sedimentary succession outcropped in Kowala; biostratigraphy after Malec (1995) and Dzik (1997)



ustalenia składu skał wytypowanych do badań i wyeliminowania próbek, w których się zaznaczyły zmiany diagenetyczne, mogące zakłócić pierwotny zapis izotopowy. Oznaczenie izotopu C wykonano w Instytucie Paleobiologii PAN w Warszawie. Próbkę węglanową rozpuszczono (przez 24 godz.) w 100% kwasie ortofosforowym w temperaturze 25°C. Skład izotopowy wyekstrahowanego CO₂ zmierzono trójkolektorowym spektrometrem Finnigan Mat Delta+. Wartości $\delta^{13}\text{C}$ podano w odniesieniu do wzorca V-PDB (*Vienna Pee Dee Belemnite*), z błędem standardowym wynoszącym 0,02‰.

Próbki do badań pobrano głównie z kompleksów: A, C i D oraz dwie z kompleksu B. Najwięcej próbek wapieni pobrano z interwałów: C (11 próbek, średnio co 11 cm) oraz A (20 próbek, średnio co 70 cm), z interwału D zaś pobrano 10 próbek, głównie z części środkowej (ryc. 2).

Zapis izotopowy

Wartości $\delta^{13}\text{C}$ próbek pochodzących z kompleksu A (poziomy *expansa/praesulcata*) są względnie stałe i mieszczą się w przedziale od 1,01 do 1,77‰, poza dwoma próbkami ze stropowej partii tego interwału, które rejestrują znaczny spadek $\delta^{13}\text{C}$ — maksymalnie -2,53‰ (ryc. 2). Należy zwrócić uwagę, że zmiana składu izotopowego w wyższej części tego kompleksu jest zbieżna z końcem sedymentacji wapieni z *Wocklumeria*. Dwa oznaczenia z kompleksu B wskazują, że $\delta^{13}\text{C}$ ponownie rośnie do wartości w przedziale od 0,85‰ do 1,34‰, by osiągnąć maksimum w kompleksie C (górną część poziomu *praesulcata*), gdzie zarejestrowano również najwyższe pozytywne wartości w całym profilu (ryc. 2). W obrębie tej anomalii zaznaczają się jednak przesunięcia w kierunku niższych wartości, nawet poniżej 0‰ (ryc. 2). Spadek wartości $\delta^{13}\text{C}$ o ponad 3‰ zarejestrowano w dwóch próbkach niższej części następnego kompleksu — D (poziom *sulcata*), który zawiera znacznie mniej materiału węglanowego, co uniemożliwiło pobranie większej ilości próbek (ryc. 2). Trudno zatem ocenić, czy zmiana składu izotopowego dotyczy całego interwału, czy tylko jego części. W środkowym odcinku kompleksu D (poziom *duplicata*) $\delta^{13}\text{C}$ ponownie rośnie, maksymalnie do +1,5‰, a na granicy poziomów *duplicata* i *sandbergi* osiąga wartości ujemne (ryc. 2).

Zapis izotopowy a zmiany poziomu morza

Pogranicze dewonu i karbonu charakteryzuje się nadzwyczajną zmianą w różnych zespołach faunistycznych, która w literaturze jest opisywana jako zdarzenie (kryzys) Hangenberg (przegląd literatury w Walliser, 1996). Zdarzenie to jest łączone ze zmianami poziomu morza zarejestrowanymi w najwyższym dewonie, między dolną i górną częścią poziomu *praesulcata* (Johnson i in., 1985; Sandberg i in., 1986; Bless i in., 1993; Walliser, 1996). Dane z Ameryki Południowej wskazują, że wahania poziomu morza w tym czasie mogły być uwarunkowane rozwojem lądolodu na półkuli południowej (Caputo, 1985; Streel i in., 2000). Zmiany w ekosystemach na przełomie dewonu i karbonu udokumentowano również w obrębie zespołów amonitowych, małżoraczkowych i konodontowych Kowali — między kompleksami A i D (Dzik, 1997; Olempska, 1997).

Zapis $\delta^{13}\text{C}$ z Kowali wskazuje na wahania składu izotopowego wody morskiej między późnym dewonem a wczesnym karbonem, a precyzyjne datowanie biostratygraficzne pozwala korelować odcinek krzywej o najwyższych wartościach ze zdarzeniem Hangenberg (ryc. 2). Pozytywną anomalię na krzywej izotopowej węgla, związaną z kryzysem Hangenberg, odnotowano również w Belgii (Buggisch & Joachimski, 2006), Alpach Karnickich i masywie reńskim (Kaiser i in., 2006). Jej obecność potwierdza wcześniejsze doniesienia o wysokich wartościach $\delta^{13}\text{C}$ zarejestrowanych w szkieletach ramienionogów (Brand i in., 2004). Buggisch i Joachimski (2006) są zdania, że wzrost wartości $\delta^{13}\text{C}$ w osadach węglanowych górnej części (lub pogranicza środkowej i górnej części) poziomu *praesulcata* jest związany z ubytkiem w wodzie morskiej lżejszego izotopu węgla, będącego efektem zwiększonej pierwotnej produkcji organicznej. Zdaniem cytowanych autorów ożywienie produkcji organicznej było konsekwencją wzmożonej dostawy substancji odżywczych z ładu, podlegającego erozji w czasie obniżenia poziomu morza. Dane z wielu profili na świecie wskazują, że spadek poziomu morza odnotowany między środkową a górną częścią poziomu *praesulcata* był poprzedzony krótkotrwałą transgresją, a jej zapisem facjalnym w Reńskich Górach Łupkowych są czarne łupki (Bless i in., 1993; Walliser, 1996; Kaiser i in., 2006), natomiast w Kowali poprzedziła go nagła zmiana litologii (przejście od wapieni kompleksu A do łupków i mułowców kompleksu B). Badania izotopowe osadów pogranicza dewonu i karbonu z Alp Karnickich i masywu reńskiego dostarczyły dodatkowych informacji dotyczących parametrów geochemicznych zdarzenia Hangenberg (Kaiser i in., 2006). W środkowej części poziomu *praesulcata* udokumentowano tam wysokie wartości $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ czasowo odpowiadające depozycji czarnych łupków w Reńskich Górach Łupkowych. W Kowali, również w środkowej części poziomu *praesulcata*, można obserwować wzrost $\delta^{13}\text{C}$ (próbka 151) od wartości ujemnych do dodatnich (ryc. 2). Zarejestrowana w tej części profilu (granica kompleksów A i B) zmiana składu gatunkowego w zespole małżoraczkowym mogła być, zdaniem Olepskiej (1997), spowodowana deficytem tlenu w strefie dennej zbiornika. Można przypuszczać, że zmiany te są efektem oddziaływania „nowych” parametrów środowiska, związanych z pulsem transgresywnym odpowiedzialnym za depozycję czarnych łupków z Hangenbergu. Analizując zapis izotopowy pogranicza dewonu i karbonu, Kaiser i in. (2006) doszli do wniosku, że w tym czasie (środkowa część doby *praesulcata*) nastąpił wzrost podaży węgla organicznego i w związku z tym rozwój warunków beztlenowych w strefie dennej morza, a w konsekwencji masowe wymieranie różnych grup organizmów. Zapisem zdarzenia anoksycznego związanego z kryzysem Hangenberg w basenie checińskiego-zbrzańskim może być poziom bitumiczny, występujący w profilu kamieniołomu Kowala (Filipiak & Racki, 2005; Racki, 2006). Rozkwit pierwotnej produkcji organicznej spowodował spadek ciśnienia atmosferycznego (obniżenie zawartości CO₂), czego następstwem był rozwój lądolodu na Gondwanie i obniżenie poziomu morza między środkową a późną dobą *praesulcata* (Kaiser i in., 2006).

Należy zwrócić uwagę, że anomalia z Kowali, podobnie jak zapis z Alp Karnickich i Belgii, występuje powyżej

interwału dokumentującego kryzys biotyczny i jest ściśle związana z niskim stanem morza. Podobny zapis izotopowy, zbieżny z niskim stanem morza i zlodowaceniem na kontynencie Gondwana, udokumentowano również pod koniec ordowiku (Brenchley, 2004). Wzrost wartości $\delta^{13}\text{C}$ w tym czasie (późny aszgil) był zdaniem Kumpa i in. (1999) efektem erozji chemicznej wynurzonych platform węglanowych, skąd pochodził cięższy izotop węgla dostarczany w znacznych ilościach do oceanu. Wyraźna analogia między zapisami izotopowymi, warunkami klimatycznymi i sytuacją oceanograficzną końca dewonu i ordowiku pozwala przypuszczać, że anomalia na krzywej węglowej górnej części poziomu *praesulcata* ma związek z procesem podobnym do tego, który zaszedł w późnym aszgilu.

Spadek wartości $\delta^{13}\text{C}$ w niższej części kompleksu D oraz towarzyszącą mu zmianę litologii można łączyć z pulsem transgresywnym na początku doby *sulcata* lub nawet pod koniec *praesulcata* (Bless i in., 1993). W spągowej partii tego kompleksu litologicznego Dzik (1997) odnotował spadek frekwencji konodontów rodzaju *Protognathodus*, świadczący jego zdaniem o stopniowym pogłębianiu basenu sedymentacyjnego. Ponowne przesunięcie $\delta^{13}\text{C}$ w kierunku wartości dodatnich (do 1,54‰), w środkowej części kompleksu D, jest zbieżne z dominacją w zespole konodontowym form z rodzaju *Pinacognathus* i *Siphonodella* (Dzik, 1997).

Wnioski

Zapis $\delta^{13}\text{C}$ w wapieniach (madsonach i wakstonach) pogranicza dewonu i karbonu odsłoniętego w Kowali wskazuje na wahania składu izotopowego badanych osadów. Datowanie biostratygraficzne pozwala przypuszczać, że odcinek krzywej izotopowej węgla o najwyższych wartościach (maks. 2,73‰) jest ściśle związany ze zdarzeniem Hangenberg. Anomalię izotopową poprzedził kryzys biotyczny odnotowany w interwale między środkową a górną częścią poziomu *praesulcata*. Wzrost wartości $\delta^{13}\text{C}$ zarejestrowany w profilu Kowali można łączyć z glacieustatycznym spadkiem poziomu morza pod koniec dewonu.

Literatura

BLESS M.J.M., BECKER R.T., HIGGS K., PAPROTH E. & STREEL M. 1993 — Eustatic cycles around the Devonian-Carboniferous boundary and the sedimentary and fossil record in Sauerland (Federal Republic of Germany). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 115: 689–702.
 BRAND U., LEGRAND-BLAÏN M. & STREEL M. 2004 — Biochemostratygraphy of the Devonian-Carboniferous boundary global stratotype section and point, Griotte Formation, La Serre, Montagne Noire, France. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 205: 337–357.
 BRENCHLEY P.J. 2004 — End Ordovician Glaciation. [In:] Webby B.D., Paris F., Drosser M.L. & Persival I.G. (eds) *The Great Ordovician Biodiversification Event*. Columbia Univ. Press, New York: 81–83.
 BUGGISCH W. & JOACHIMSKI M.M. 2006 — Carbon isotope stratigraphy of the Devonian of Central and Southern Europe. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 240: 68–88.
 CAPUTO M.V. 1985 — Late Devonian glaciation in South America. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 51: 291–317.
 CRAMER B.D. & SALTZMAN M.R. 2006 — Fluctuations in epeiric sea carbonate production during Silurian positive carbon isotope excursions: A review of proposed paleoceanographic models. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 245: 37–45.

DZIK J. 1997 — Emergence and succession of Carboniferous conodont and ammonid communities in the Polish part of the Variscan sea. *Acta Palaeont. Pol.*, 42: 57–170.
 FILIPIAK P. 2004 — Miospore Stratigraphy of Upper Famennian and Lower Carboniferous deposits of the Holy Cross Mountains (central Poland). *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 128: 291–322.
 FILIPIAK P. & RACKI G. 2005 — Unikatowy zapis dewońskich zdarzeń beztlenowych w profilu kamieniołomu Kowala k. Kielc. *Prz. Geol.*, 53, 10/1: 846–847.
 JOHNSON J.G., KLAPPER G. & SANDBERG C.A. 1985 — Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 96: 569–587.
 KAISER S.I., STEUBER T., BECKER T.R., JOACHIMSKI M.M., 2006 — Geochemical evidence for major environmental change at the Devonian-Carboniferous boundary in the Carnic Alps and the Rhenish Massif. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 240: 146–160.
 KUMP L.R. & ARTHUR M.A. 1999 — Interpretation carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter. *Chem. Geol.*, 161: 181–198.
 KUMP L.R., ARTHUR M.A., PATZKOWSKY M.E., GIBBS M.T., PINKUS D.S. & SHEEHAN P.M. 1999 — A weathering hypothesis for glaciation at high atmospheric $p\text{CO}_2$ during the Late Ordovician. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 152: 173–187.
 MACKENZIE F.T. & LERMAN A. 2006 — Carbon in the Geobiosphere - Earth's Outer Shell. Springer.
 MALEC J. 1993 — Profil z pogranicza dewonu i karbonu w Kowali (informacje wstępne). *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 49: 71–72.
 MALEC J. 1995 — Devonian/Carboniferous boundary [In:] 13th International Congress on Carboniferous-Permian. August 28-September 2, Szulcowski M. & Dvorak J. (eds) *Guide to Excursion B4: Evolution of the Polish-Moravian carbonate platform in the Late Devonian and Early Carboniferous: Holy Cross Mts., Kraków Upland, Moravian Karst*. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 15–16.
 MUNNECKE A., SAMTLEBEN C. & BICKERT T. 2003 — The Ireviken Event in the lower Silurian of Gotland, Sweden - relation to similar Palaeozoic and Proterozoic events. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 195: 99–124.
 OLEMPSKA E. 1997 — Changes in benthic ostracods assemblages across the Devonian-Carboniferous boundary in the Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeont. Pol.*, 42: 291–332.
 RACKI G. 2006 — Świętokrzyski zapis globalnych zdarzeń biotycznych. [W:] Skompski S. & Zylińska A. (red.) *Procesy i Zdarzenia w Historii Geologicznej Gór Świętokrzyskich: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego*. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 63–64.
 SALTZMAN M.R., RIPPERDAN B., BRASIER M.D., LOHMANN K.C., ROBISON R.A., CHANG W.T., PENG S., ERGALIEV E.K. & RUNNEGAR B. 2000 — A global carbon isotope excursion (SPICE) during the Late Cambrian: relation to trilobite extinctions, organic-matter burial and sea level. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 162: 211–223.
 SANDBERG Ch.A., GUTSCHICK R.C., JOHNSON J.G., POOLE F.G. & SANDO W.L. 1986 — Middle Devonian to Late Mississippian event stratigraphy of overthrust belt region, western United States. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 109: 205–207.
 SKOMPSKI S. 2006 — Karbon Gór Świętokrzyskich. [W:] Skompski S. & Zylińska A. (red.) *Procesy i Zdarzenia w Historii Geologicznej Gór Świętokrzyskich: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego*. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 65–66.
 STREEL M., CAPUTO M.V., LOBOZIAK S. & MELO J.H.G. 2000 — Late Frasnian-Famennian climates based on palynomorph analyses and the question of the Late Devonian glaciations. *Earth Sci. Rev.*, 52: 121–173.
 SZULCZEWSKI M. 1995 — Devonian succession in the Kowala quarry and railroad cut. [In:] 13th International Congress on Carboniferous-Permian. August 28-September 2, Szulcowski M. & Dvorak J. (eds) *Guide to Excursion B4: Evolution of the Polish-Moravian carbonate platform in the Late Devonian and Early Carboniferous: Holy Cross Mts., Kraków Upland, Moravian Karst*. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 13–15.
 WALLISER O. 1996 — Global Events in the Devonian and Carboniferous. [In:] Walliser O.H. (ed.) *Global events and event Stratigraphy in the Phanerozoic*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg: 225–250.
 VEIZER J., ALA D., AZMY K., BRUCKSCHEN P., BUHL D., BRUHN F., CARDEN G.A.F., DIENER A., EBNETH S., GODDÉRIIS Y., JASPER T., KORTE C., PAWELLEK F., PODLAHA O.G. & STRAUSS H. 1999 — $87\text{Sr}/86\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic sea water. *Chem. Geol.*, 161: 59–88.
 ŻAKOWA H. 1981 — Rozwój i stratygrafia karbonu Gór Świętokrzyskich. [W:] Żakowa H. (red.) *Przewodnik 53 Zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego*. Wyd. Geol., Warszawa: 89–100.

Praca wpłynęła do redakcji 9.1.2007 r.
 Akceptacja do druku 15.3.2007 r.