

Termiczne uwarunkowania zjawiska przemagnesowań dewońskich skał węglanowych w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich

Jacek Grabowski*, Marek Narkiewicz*, Katarzyna Sobień*



J. Grabowski

M. Narkiewicz

K. Sobień

Thermal controls on the remagnetization of Devonian carbonate rocks in the Kielce region (Holy Cross Mts). *Prz. Geol.*, 54: 895–905.

S u m m a r y. Paleomagnetic and petrological analyses were performed on Devonian carbonate rocks from the Kielce region (Janczyce 1 borehole, Dule, Łagowica escarpment, Budy Quarry) in the Holy Cross Mts. Rock samples were selected from localities with different degree of thermal alteration, diversified lithology and stratigraphy. Investigated carbonates, excluding those from the Budy Quarry, revealed traces of the Early Permian remagnetization related to magnetite. The intensity of the Late Variscan remagnetization is linked to rocks affected by the second stage of dolomitization with increased thermal maturity in the northern part of the Kielce region. The magnetic signal is probably related to rocks' self-cooling, fixed as a result of the latest Carboniferous to Early Permian uplift.

fixed as a result of the latest Carboniferous to Early Permian uplift.

Key words: paleomagnetism, thermal alteration, dolomitization, carbonates, Devonian, Holy Cross Mts

Dane paleomagnetyczne z utworów dewońskich Gór Świętokrzyskich są stosunkowo liczne, jednak ich interpretacja nie jest jednoznaczna. Głównym tego powodem jest złożoność zapisu magnetycznego, dość powierzchowna wiedza o genezie namagnesowania oraz wiele niejasności związanych z czasem utrwalenia się pozostałości magnetycznej. Faktem wzbudzającym najmniej kontrowersji jest istnienie, w niektórych rejonach Gór Świętokrzyskich, silnych przemagnesowań późnowaryscyjskich, datowanych na późny karbon — wczesny perm, opartych zarówno na magnetycie jak i hematycie, rozpoznanych już na początku lat 80. XX w. (Lewandowski, 1981, 1985) i potwierdzonych w trakcie dalszych badań (Grabowski & Nawrocki, 1996, 2001). Lewandowski (1999) opisuje m.in. przecinające skały dewońskie żyły kalcytowe z zawartością hematytu, noszące permskie namagnesowanie, wskazujące na permską tektonikę i generację kalcytu (Migaszewski i in., 1996). Późnowaryscyjskie przemagnesowania węglanowych skał dewonu mają charakter pofałdowy lub późno-synfaldowy. Ich datowanie jest o tyle proste, że z reguły ich paleobieguna sytuują się w pobliżu ścieżki pozornej wędrówki paleobieguna dla kontynentu Baltiki (np. Torvik i in., 1996). Jednak o genezie i naturze tych przemagnesowań wiemy mało, podczas gdy w literaturze światowej podejmuje się próby odtworzenia procesów geologicznych, które były związane z utwaleniem się wtórnego kierunku. Próbę analizy „magnetytowego” przemagnesowania wczesnopermskiego podjęto dla węglanowych utworów dewonu Lubelszczyzny i pokrywy osadowej masywu górnośląskiego, na podstawie materiału z wierceń (Grabowski i in., 2002). Stwierdzono, że na Lubelszczyźnie silniej przemagnesowane są krystaliczne dolomity, zawierające późny cement dolomitowy (tzw. dolomit siodełkowy). Świadczyłoby to, że (1) przemagnesowanie datuje jedną z faz dolomityzacji, albo (2) bardziej podatne na przemagnesowanie były skały poddane mezogenetycznej dolomityzacji. Przemagnesowane skały węglanowe z Górnego Śląska okazały się jednak czystymi wapieniami. Brak związku przemagnesowania z dolomityzacją, a także stosunkowo znaczne przeobrażenia termicz-

ne badanych skał na obu obszarach (CAI 3 na Lubelszczyźnie oraz CAI 5 na Górnym Śląsku) wskazywałyby na możliwość przemagnesowania uwarunkowanego termicznie.

W niniejszym opracowaniu przeprowadzono analogiczną, zintegrowaną analizę paleomagnetyczno-diagenetyczną wybranych skał węglanowych dewonu regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich (ryc. 1). Jej głównym celem było określenie przyczyn późnowaryscyjskiego przemagnesowania, a więc próba odpowiedzi na pytanie: jakie zjawiska geologiczne datuje przemagnesowanie na tym obszarze.

Późnopaleozoiczne przemagnesowania waryscyjdów Europy Zachodniej i Polski

Późnopaleozoiczne przemagnesowania skał osadowych, a w szczególności węglanowych są szeroko rozpoznane w literaturze światowej (McCabe & Elmore, 1989). Różne procesy fizykochemiczne prowadziły do częściowego lub całkowitego przemagnesowania skał w trakcie orogenezy waryscyjskiej. Generalnie przemagnesowanie świadczy o wydarzeniu natury termicznej i/lub chemicznej. Niezależnie od genezy przemagnesowania, wtórny kierunek paleomagnetyczny może stanowić podstawę datowania wydarzeń termicznych i procesów diagenetycznych w skałach osadowych.

Nowaczyk & Bleil (1985) opisują z waryscyjdów zachodniej części Niemiec (region Hohes Venn, Reńskie Góry Łupkowe) prawie całkowite przemagnesowanie wapieni i piaskowców od dolnego ordowiku po dolny karbon. Również w północnej Anglii — Craven Basin, Góry Penińskie (McCabe & Channell, 1994) oraz na obszarze strefy morawsko-śląskiej i niecki Barrandienę w Czechach (Krs & Pruner, 1995; Tait i in., 1996) stwierdzono późnowaryscyjskie przemagnesowanie węglanów dewonu i karbonu dolnego oparte na magnetycie. Najlepiej rozpoznane mechanizmy i kierunki przemagnesowań waryscyjskich są opisane z Ardenów i masywu Brabantu. Molina Garza i Zijderveld (1996) opierając się na analizach SEM sugerowali chemiczne pochodzenie dwóch etapów przemagnesowań późnokarbońskich związane z powstaniem wtórnego, „diagenetycznego” magnetytu. Natomiast wg Marton i in. (2000) na terenie tym wyznaczyć można kierunek synfaldowy — późnokarboński i pofałdowy — permski.

*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa, jacek.grabowski@pgi.gov.pl; marek.narkiewicz@pgi.gov.pl; katarzyna.sobien@pgi.gov.pl

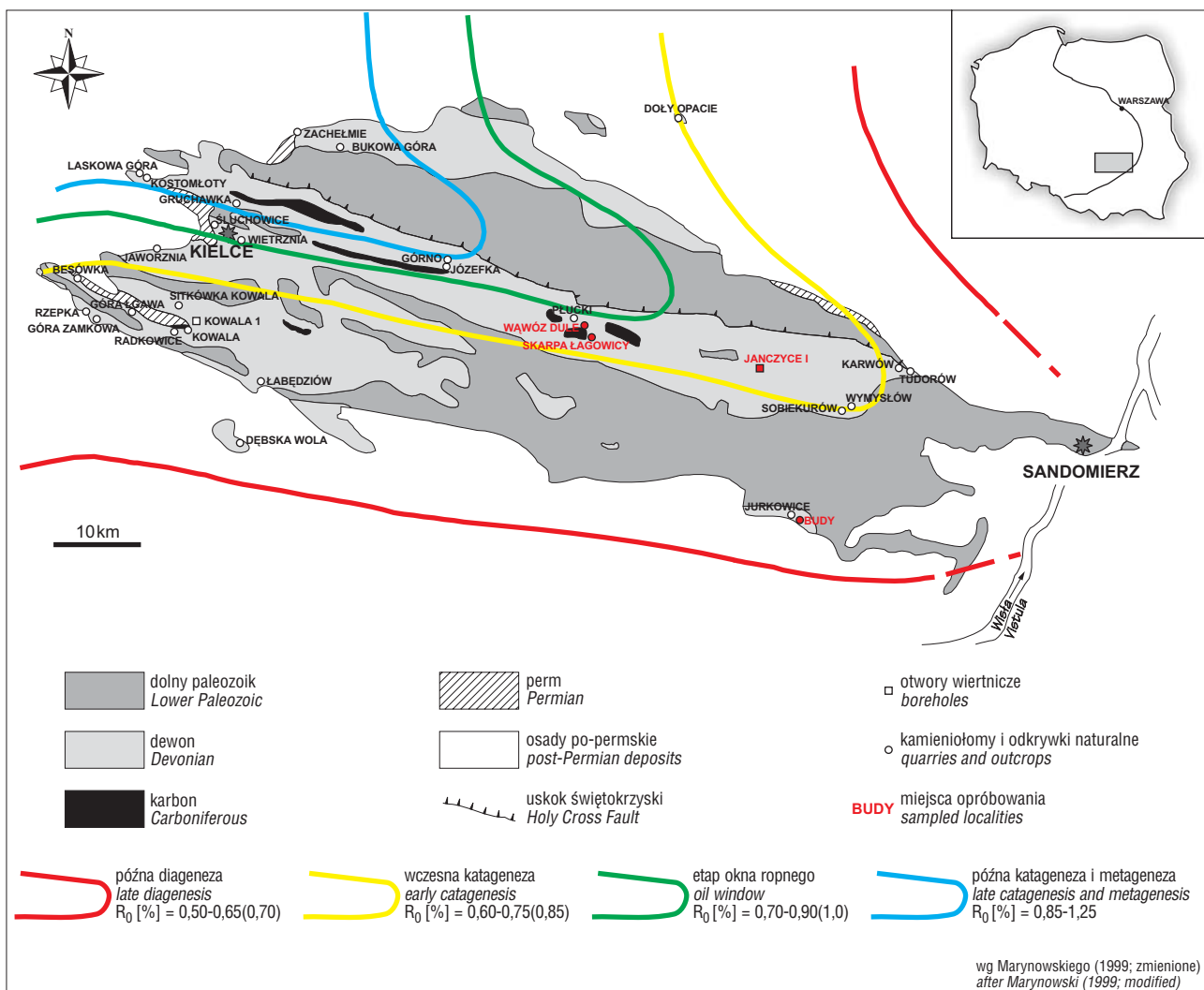
Częściowym potwierdzeniem wcześniejszych badań nad przemagnesowaniem wapieni dewońskich w Ardenach i masywie Brabantu jest praca Zegers i in. (2003). Za nośnik namagnesowania uznali oni magnetyt powstały w wyniku przemiany smektytu w illit oraz pirotyt związany z cyrkulacją fluidów o wysokim zasoleniu. Z kolei Szaniawski i in. (2003) wyróżnili w Ardenach dwie fazy przemagnesowania (pierwsza — na przełomie namuru i westfalu oraz druga — w stefanie), obie związane z procesami pogrzebienia i aktywności czoła strefy nasunięcia waryscyjskiego.

Późnowaryscyjskie, pofałdowe kierunki namagnesowania wydobyte w zachodniej części waryscydów europejskich rozpoznane są również w Polsce m.in. w karbońskich klastykach basenu górnośląskiego (kierunki A i A1; Nawrocki, 1993a). Takie właśnie przemagnesowanie, związane czasowo i przestrzennie z wulkanizmem, występuje w rejonie krakowskim, gdzie wczesnopermski wiek wtórnych pozostałości w dewońskich skałach węglanowych został stwierdzony przez Nawrockiego (1993b). Kierunek tego przemagnesowania i paleoinklinacje wskazują na wiek 280–260 mln lat, taki sam jak dla permskich skał osadowych i porfirów z Sudetów (Nawrocki, 1998) oraz intruzji lakkolitu z Zalusu (Nawrocki i in., 2005), a także dewońskich węglanów Górnego Śląska i regionu lubelskiego (Grabowski i in., 2002). Według Nawrockiego i in. (2005) to samo wydarzenie tektoniczne o charakterze transesyjnym mogło umożliwić aktywność wulkaniczną, i uruchomiło solanki odpowiedzialne za przemagnesowanie

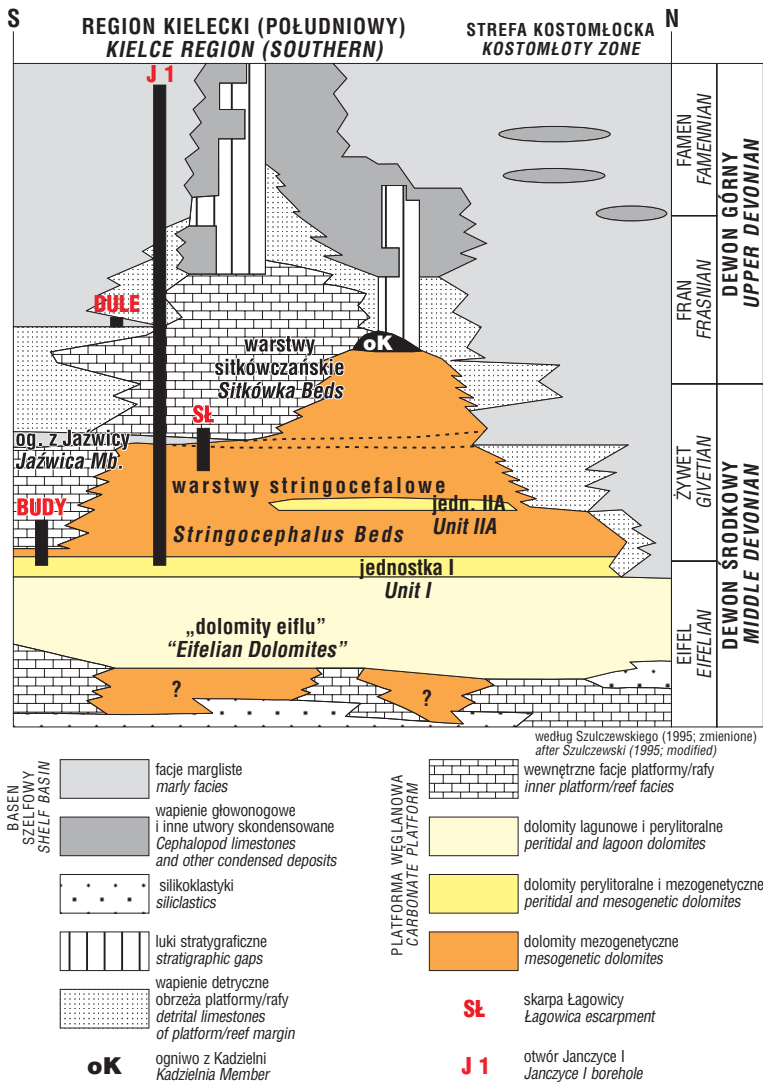
dewońskich węglanów. Permska aktywność przesuwca mogła otwierać drogę rozwarom również w innych miejscach permskiego basenu centralnej Europy (Nawrocki, 1998).

Sytuacja geologiczna

Obszar badań znajduje się na północnym skraju obszaru bloku małopolskiego (region kielecki wg Czarnockiego 1950). Badaniami objęto węglanowe i ilasto-węglanowe utwory wyższego dewonu środkowego (żywetu) i górnego. W dewonie środkowym i wczesnym franie utworzyła się gruba platforma węglanowa, która następnie uległa zróżnicowaniu na obszary bardziej płytkowodne z sedimentacją rafową, pływiczną i /lub skondensowaną oraz głębsze — basenu szelfowego z sedimentacją marglistą (ryc. 2). Duża część dewońskiego kompleksu węglanowego uległa dolomityzacji mezogenetycznej (Narkiewicz, 1991). Przebiegała ona w warunkach głębszego pogrzebienia i podwyższonych temperatur. Źródłem magnezu były wczesne dolomity oraz grube serie margliste i ilaste dewonu środkowego i górnego regionu łysogórskiego. Cyrkulacja rozwarów następowała prawdopodobnie w wyniku kombinacji wyciskania kompacyjnego i krążenia konwekcyjnego, związanego z podwyższonym strumieniem ciepłym w strefie rozłamu świętokrzyskiego, wzdłuż północnej granicy regionu kieleckiego. Strefowość cech petrologicznych w dolomitach pozwala na wyróżnienie dwóch głównych



Ryc. 1. Mapa dojrzałości termicznej na tle schematycznej mapy geologicznej Gór Świętokrzyskich
Fig. 1. Thermal maturity data against geological map of the Holy Cross Mountains



Ryc. 2. Schemat litostratigraficzny dewonu środkowego i górnego regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich

Fig. 2. Lithostratigraphic scheme of the Middle and Upper Devonian in the Kielce region (Holy Cross Mts)

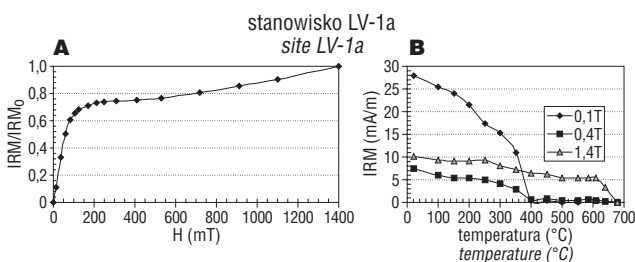
refleksyjności wityrytu (Marynowski, 1998, 1999; Marynowski i in., 2002). Na podstawie tych prac można zarysować dwuetapową historię termiczną utworów dewońskich. Pierwszy etap zaczyna się od sedimentacji a kończy przed triasem środkowym, a wg Belki (1990), przed wypiętrzeniem waryscyjskim, a więc w przedziale wiekowym między późnym wizelem a permem. Etap ten charakteryzuje się podwyższonym gradientem termicznym związanym przestrzennie zwłaszcza z centralnym i zachodnim segmentem uskoku świętokrzyskiego. Co najmniej od triasu środkowego panują wyrównane warunki termiczne, przy stosunkowo niskich, zbliżonych do współczesnych, wartościach gradientu (Marynowski i in., 2002). Z takiego scenariusza wynika, że maksymalne podgrzanie skały dewonu Gór Świętokrzyskich osiągnęły po dewonie późnym a przed triasem środkowym.

Dla celów niniejszej pracy opróbowano podstawowe typy litologiczne dewonu środkowego i górnego w rejonie Łagowa, otworze Janczyce I oraz w kamieniołomie Budy. Lokalizacje te usytuowane są w strefach o różnicowanym stopniu przeobrażenia termicznego (zob. ryc. 1). Najszerzej opróbowano różne odmiany dolomitów krystalicznych ze względu na domniemane związki dolomityzacji z przemagnesowaniem (Grabowski i in., 2002). Na podstawie m.in. badanych profili opracowano wcześniej model dolomityzacji (Narkiewicz, 1991), dysponowano więc dobrym rozpoznaniem terenowym i, częściowo, wynikami poprzednich badań mikrofacjalnych i petrologicznych. Stratygrafia badanych utworów została podsumowana m.in. w pracach Narkiewicza i Olkowicz-Paprockiej (1983), Narkiewicza i in. (1990), Narkiewicza (1991) i Matyji i Narkiewicza (1995). Interpretacja środowiska sedimentacji i procesów diagenetycznych została przedstawiona głównie w pracach Narkiewicza i Olkowicz-Paprockiej (1983) oraz Narkiewicza (1991).

Metody badań

Do badań wykorzystano orientowane azymutalnie próbki ręczne oraz fragmenty rdzeni (otwór Janczyce I) orientowanych tylko w zakresie góra-dół. Próbkę w terenie pobierano wzdłuż wyznaczonych profili, dokumentując ich położenie w sekwencji pionowej. Wzajemną reorientację opróbowanych fragmentów rdzenia względem współczesnej północy dokonano stosując metodę lepkiej pozostałości magnetycznej (Rolph i in., 1995).

Wszystkie eksperymenty paleomagnetyczne przeprowadzono w Laboratorium Paleomagnetycznym PIG, w Warszawie. Szczegółowy opis metodyki badań paleomagnetycznych zawiera praca Grabowskiego i in. (2002). Datowanie paleobiegunów przeprowadzono w odniesieniu do skali czasowej Harlanda i in. (1990), ponieważ według niej została wykalibrowana referencyjna ścieżka pozornej wędrówki bieguna dla Baltiki przez Torsvika i in. (1996). Najnowsza opublikowana skala (Gradstein i in., 2004) różni się od skali czasowej Harlanda i in. (op. cit.) miejscami nawet o 9 (granica karbon/perm) do 6 mln lat (granica perm/trias), co dodatkowo powiększa możliwy błąd datowania paleomagnetycznego.



Ryc. 3. Stopniowe nakładanie IRM (A) oraz termiczne rozmagnesowanie IRM nałożonej wzdłuż 3 osi (B). IRM — izotermiczna pozostałość magnetyczna

Fig. 3. Stepwise acquisition of IRM (A) and thermal demagnetization of IRM acquired along 3 axes (B). IRM — isothermal remanent magnetization

Próbki ze wszystkich stanowisk były także przedmiotem różnorodnych badań petrologiczno-geochemicznych. Te ostatnie objęły: obserwacje pod mikroskopem optycznym (29 szlifów), elektronowym (16 próbek) i badania katodoluminescencji (22 szlify) oraz badania trwałych izotopów węgla i tlenu (28 próbek; 31 par oznaczeń). Dla celów niniejszej pracy wykorzystano ponadto wyniki wcześniejszych badań petrologicznych otworu Janczyce I (szlify, CL, izotopy C i O).

Opróbowanie i charakterystyka petrograficzna

W rejonie Łagowa opróbowano naturalne odsłonięcia skarpy rzeczki Łagowicy na SE od miasteczka oraz niewielkie naturalne odkrywki w wąwozie Dule przy drodze ku jaskini Zbójeckiej. W skarpi Łagowicy odsłaniają się od SE ku NW coraz młodsze utwory, kolejno dolomitowe (profil V przy ujściu wąwozu, Narkiewicz, 1991), przejście od dolomitów do wapieni (profil IV, odpowiednik profilu III, *op. cit.*, fig. 9), aż po niemal czyste wapienie (profil D w rejonie cypla skarpy; *op. cit.*). Utwory te są ekwiwalentami litostratygraficznymi górnych warstw stringocefalowych oraz ogniwa z Jaźwicy (ryc. 2). Z ławic dolosparytowych profilu V (stanowisko L-V) pobrano 4 próbki ręczne. Kolejne 4 próbki ręczne pobrano z profilu IV (stanowisko L-IV). Utwory te są w różnym stopniu selektywnie zdolomitowane (por. Narkiewicz, 1991, str. 18–19). 5 próbek ręcznych pobrano z profilu D (stanowisko L-D). Występują tam różnorodne wapienie: mikrytowe oraz biostromy stromatoporoidowe i amfiporowe. Pięć próbek z wąwozu Dule (stanowisko D) pobrano z cienkoławicowych wakstonów i pakstonów o falistym warstwowaniu, prawdopodobnie odpowiednika niższej części jednostki wapieni gruzłowatych franu (Narkiewicz i Olkowicz-Paprocka, 1983).

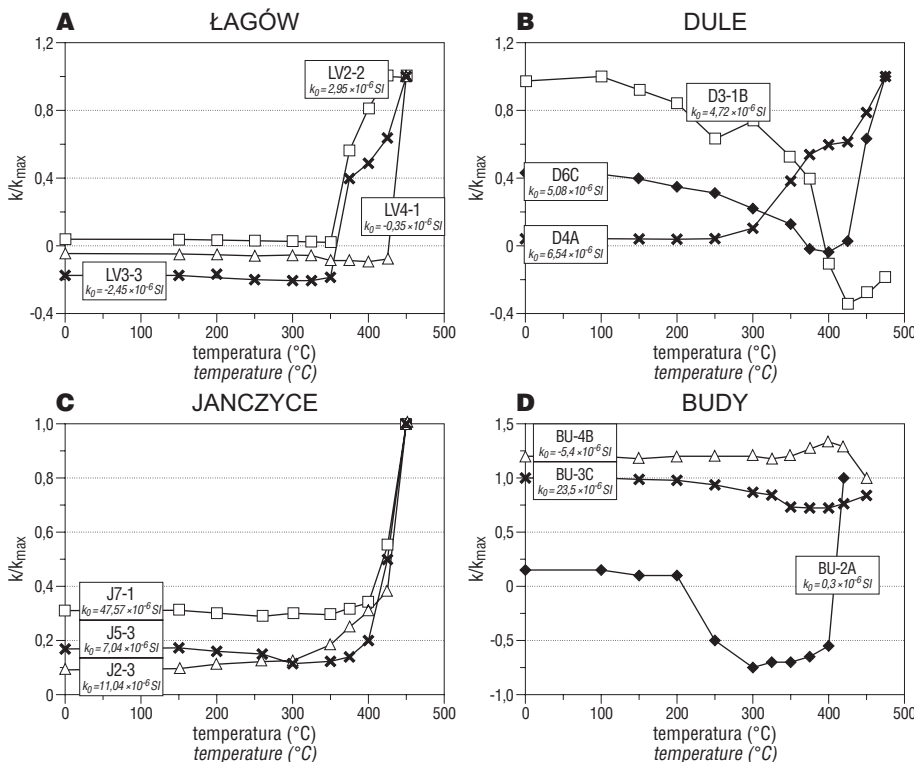
Dolosparyty profilu V wykazują typowe cechy petrologiczne dolomitów krystalicznych dewonu środkowego

Gór Świętokrzyskich. Obserwuje się liczne negatywne relikty szkieletów organicznych i wczesnych szwów stylolitowych, zjawiska sylikfikacji, pory rozpuszczeniowe (gł. poszkieletowe) wypełnione w różnym stopniu i proporcjach przez krystaliczne osady wewnętrzne, grubokrystaliczne cementy dolomitowe, w tym siodełkowe i blokowy cement kalcytowy. Dolosparyt matriks i osad wewnętrzny nie wykazuje CL lub świeci słabo, natomiast cementy wykazują strefowość, w tym obecność stref zewnętrznych z rdzawymi inkluzjami, umiarkowanie świecących, nieświecących i/lub jasnożółto świecących. Obrazy BSE potwierdzają istnienie strefowości w kryształkach cementu dolomitowego, przy czym strefy zewnętrzne są silnie wzbogacone w Fe i Mn. Dolomit zastępujący matriks wykazuje słabsze, ale czytelne zwłaszcza w świetle danych ilościowych, wzbogacenie w Fe względem zastępowanego kalcytu.

W profilu IV tło szkieletów stromatoporoidowych wykazuje zmienny stopień zastąpienia dolosparytem, od niemal całkowitego (ŁIV 5) przez umiarkowany (ŁIV 1–2) po słaby (ŁIV 3–4). Cechy CL dolosparytów są podobne jak matriks dolosparytów profilu V. Stwierdzono też obecność nieregularnych obwódek lub całych romboedrow żółto świecącego dedolomitu. W profilu D występują podobne typy mikrofacjalne jak w IV, ale stopień dolomityzacji jest ogólnie słabszy. Obserwacje próbek z wąwozu Dule wskazują na obecność romboedrow dedolomitu wykazujących wyraźną żółtą luminescencję. W próbkach występuje kwarc autigeniczny, rekrystalizacja kalcytu oraz nieregularne, rozproszone, drobne wystąpienia siarczków Fe o różnym stopniu utlenienia.

Położenie kamieniołomu Budy oraz charakterystyka profilu opróbowanej NW-ściany nieczynnego wyrobiska zachodniego podane są w pracy Narkiewicza i in. (1981). Nietypowe następstwo litologiczne w profilu (ryc. 2.) wynika tu z wyjątkowo niskiego zasięgu dolomityzacji w rejonie południowego skraju paleozoiku świętokrzyskiego (Narkiewicz, 1991). Z kamieniołomu pobrano 5 próbek ręcznych, zgrupowanych w 4 stanowiska, reprezentujące różne typy litologiczne. Stanowisko BU 1–2 obejmuje próbki BU 1 i 2, pobrane w odległości 0,5 m w pionie, w najniższej części profilu, bezpośrednio nad poziomem tufitowym. Są to głównie dolomikryty w różnym stopniu objęte neomorfizmem. Stanowisko BU 3 to próbka dolosparytowa, z widocznymi makroskopowo spękaniami wypełnionymi kryształkami dolomitu, pobrana stratygraficznie nieco wyżej. Stanowisko BU 4 reprezentuje enklawę wapienia w wyższej części sekwencji dolosparytów, natomiast BU 5 to dolomit sparytowy, częściowo zdolomitowany, zabarwiony wyraźnie na kolor żółty.

Dwie dolne próbki (BU 1–2) zawierają nieregularne „strzępy” dolomikrytu otoczone drobnym dolosparytem, interpretowane jako relikty procesu rekrystalizacji. Pozostałe trzy próbki dolomitowe to średnio-grubokrystaliczne dolosparyty z kryształami



Ryc. 4. Zmiany podatności magnetycznej (k) badanych próbek w funkcji temperatury
Fig. 4. Magnetic susceptibility (k) changes of investigated samples during thermal treatment

wykazującymi strefowość w świetle przechodzącym, ale zarazem brak lub słabe świecenie CL. Pory wypełnione są cementem dolomitowym, w tym siodełkowym oraz blokowym kalcytem. Kryształy cementu wykazują charakterystyczną strefowość, przy czym najstarsza część może być nieświecząca lub plamście świecząca czerwono, a zewnętrzna na ogół nieświecząca. W próbce BU-5 stwierdzono obecność dedolomitu, który świeci (CL) podobnie jak w Łagowie. Obserwacje BSE potwierdzają strefowość kryształów cementu dolomitowego, a w szczególności nieco bardziej żelaziste strefy zewnętrzne, które ulegają selektywnej dedolomityzacji połączonej z powstaniem rdzawych impregnacji wodorotlenków żelaza (w tym getytu–por. obserwacje magnetyczne próbki BU-5).

Szczegółowa lokalizacja i charakterystyka profilu **otworu Janczyce I** podana została w pracach Narkiewicza i Olkowicz-Paprockiej (1983), Narkiewicza (1991; część dolna — dolomitowa), Narkiewicza i Narkiewicz (1992) oraz Matyji i Narkiewicza (1995). Profil obejmuje pełną sukcesję dewońskich utworów węglanowych i ilasto-węglanowych wschodniej części Gór Świętokrzyskich, jedynie bez najwyższej części famenu. Do badań paleomagnetycznych pobrano 7 fragmentów rdzenia (stanowisk) w przedziale od niższego żywetu po wyższy famen. Stanowiska reprezentują następujące typy litologiczne:

J1 — ciemnoszare do czarnych wapienie margliste z laminacją płaską równoległą (gł. 95,5 m); J2 — wapienie gruzłowe (552,9 m); J3 — jasne porowate dolosparyty (620,5 m); J4 — dolosparyty z relikami gałązek amfipor (742,9 m); J5 — ciemne dolosparyty z licznymi relikami trochitów i pojedynczych tabulatów gałązkowych (903,8 m); J6 — ciemne margliste dolomikryty (966,2 m); J7 — dolomikryty laminowane przechodzące w brekcję typu kolapsyjnego (987,7 m).

Katodoluminescencja dolomitu w profilu Janczyce I wykazuje podobieństwa do profilu Łagowa, zwłaszcza w odniesieniu do matriks — ogólnie słabo świecącej ze strefami nieco jaśniejszymi fioletowymi. Cementy dolomitowe mają również ogólnie zbliżone następstwo: od starszych stref słabo świecących fioletowych podobnych do matriks, przez cement strefowy bardziej urozmaicony do (najmłodszego) nieświeżącego. Jednakże im głębiej w profilu (dalej od strefy frontu dolomityzacji) tym bardziej komplikuje się część środkowa tej sukcesji. Pojawia się w niej więcej podstref/prążków, może być ona ogólniej grubsza i jaśniej świecząca (aż do umiarkowanie świecącej).

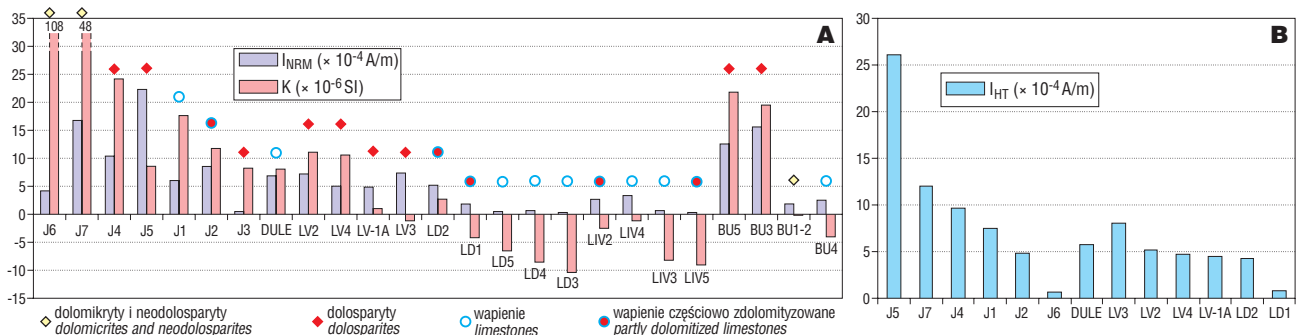
Dane paleotermiczne

Dostępne dane paleotermiczne dotyczące badanych profili zestawiono w tab.1. Ogólnie, dane % R_o dotyczące poszczególnych profili zgodne są z regionalnym rozkładem dojrzałości przedstawionym przez Marynowskiego (1999; ryc. 1). Interpretacji paleotemperatur na podstawie stopnia refleksyjności wityryny (% R_o) dokonano posługując się zależnościami podanymi przez Bosticka (1979). Interpretacja danych izotopowych została wykonana na podstawie pracy Landa (1983), przy założeniu, iż skład izotopowy roztworów dolomityzujących odpowiadał dewońskiej wodzie morskiej (wartości $\delta^{18}O$ w zakresie 0 do -4‰ SMOW). W rzeczywistości, skład roztworów dolomityzujących mógł bardziej odpowiadać solankom formacyjnym, a więc wartości $\delta^{18}O$ mogły być nieco wyższe. Przy takich wartościach (od zera do kilku ‰), temperatury dolomityzacji byłyby wyższe, zbliżając się do paleotemperatur interpretowanych na podstawie % R_o .

Należy podkreślić, iż wskaźniki termicznej dojrzałości materii organicznej, takie jak % R_o i CAI, odzwierciedlają warunki termiczne skumulowane dla długich odcinków czasu, a ponadto reprezentują paleotemperature maksymalne. „Paleotermometr” izotopowy mierzy natomiast „chwilowe” temperatury krystalizacji dolomitu. Tłumaczyłoby to stosunkowo wysokie (na tle innych profili i w porównaniu z interpretacją % R_o) wartości temperatur izotopowych dla Bud, gdzie późna dolomityzacja rozwinięta jest szczątkowo.

Petromagnetyzm

Skład minerałów magnetycznych w badanych stanowiskach jest podobny. Krzywe nakładania IRM, wskazują na współwystępowanie w badanych próbkach minerałów o niskiej i wysokiej koercji (ryc. 3a). Rozmagnesowanie termiczne IRM nałożonej w trzech wzajemnie prostopadłych kierunkach potwierdza te obserwacje. Dominuje w większości przypadków frakcja niskokoercyjna (0,1 T), która przy temperaturach odblokowujących w granicach 350 — 400°C, (ryc. 3b) wskazuje na obecność bardzo drobnego magnetytu, maghemitu lub (mało prawdopodobne) tytanomagnetytu jako nośnika namagnesowania. W niektórych próbkach zaznacza się znaczny udział frakcji wysoko-koercyjnej (1,4 T) o maksymalnych temperaturach odblokowujących powyżej 600°C, jednoznacznie świadczących o obecności hematytu (ryc. 3b).



Ryc. 5. Wykres zmian podatności (K) i natężenia naturalnej pozostałości magnetycznej (I_{NRM}) — A i natężenia przemagnesowania (I_{HT}) późnowaryscyjskiego — B, w zależności od litologii

Fig. 5. Histogram of changes in magnetic susceptibility (k) and intensity of natural remanent magnetization — A and intensity of the Late Variscan remagnetization — B, depending on lithology

Tab. 1. Zestawienie danych o dojrzałości termicznej i izotopowej oraz interpretacji paleotermicznych dla badanych profili
 Table. 1. Thermal maturity and isotope data and paleothermal interpretations for investigated sections

Profil Section	%Ro	Interpretacja paleotemp. Interpreted paleotemp. (°C)	CAI	Interpretacja paleotemp. Interpreted paleotemp. (°C)	$\delta^{18}\text{O}$ w dolosparytach (‰ PDB) $\delta^{18}\text{O}$ in dolosparites	Interpretacja paleotemp. Interpreted paleotemp. (°C)
Łagowica	0,71	80–125	-----	-----	-9,89 do -11,29	65–90
Łagów-Dule	0,72 0,65*	80–125	2 (famen) (Famennian)	b. i.	-----	-----
Janczyce I — 100 m 700 m 1200 m	0,85 1,00 1,15	100–135 120–150 130–160	1,5–2	50–120	-8,81 do -10,04	60–80
Kłm. Budy Quarry	0,61*	75–110	-----	-----	-10,9 do -11,42	70–90

b. i. — brak interpretacji, b. i. — no interpretation; *wartości obliczone na podstawie analizy biomarkerów (Marynowski 1999), *Values calculated from biomarker data Marynowski (1999); dane %Ro wg Marynowskiego (1998,1999), %Ro data after Marynowski (1998, 1999); dane CAI wg Belki (1990), CAI data after Belka (1990)

Nieznaczne różnice są zauważalne przy porównaniu zmian podatności magnetycznej względem temperatury (ryc. 4 a–d). Charakterystyczny jest spadek podatności w dużej ilości próbek w temperaturach od 300 do 450°C (np. D6, LV4, J5) lub 200 i 350°C w Budach (np. BU–2), co jest bardzo typowe dla przemagnesowanych skał węglanowych (Grabowski & Nawrocki 1996; Grabowski, 2000). Znaczny wzrost podatności w okolicach temperatury 400°C w większości badanych próbek, szczególnie wyraźny w próbkach z Janczyca i Łagowa jest dowodem na obecność pirytu i jego przeobrażenie w magnetyt w trakcie wygrzewania (Grabowski 2000). Sporadycznie jednak w temp.

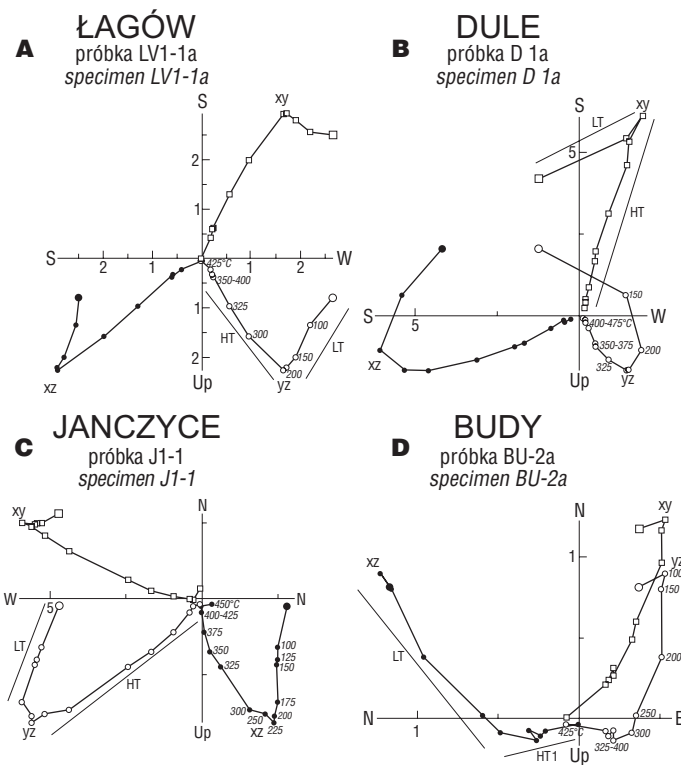
400–450°C podatność spada, co wskazuje na brak pirytu w skałach węglanowych Bud, potwierdzony również ich jasną barwą.

Istnieje dość wyraźna zależność pomiędzy litologią próbek a ich własnościami magnetycznymi (ryc. 5a). Stosunkowo najsilniejsze własności magnetyczne (zarówno podatność, jak i natężenie NRM) wykazywały różnorodne skały dolomitowe. Niemal zupełnie niemagnetyczne okazały się próbki pobrane z wapiennych szkieletów masywnych stromatorpor (LIV 3 i 5 oraz LD 3). Pomiedzy tymi dwoma litotypami sytuowały się wapień czyste i częściowo zdolomityzowane, przy czym nie obserwowano zależności między właściwościami magnetycznymi i stopniem dolomityzacji wapieni. Stosunkowo silne właściwości magnetyczne wykazywały wapień franu z wąwozu Dule oraz margliste wapień famenu z otworu Janczyca IG 1 (stanowisko J1).

Rozmagnesowanie

Duża część próbek z profilu Łagowa (wszystkie z profilu L–V oraz dwie z profilu L–D) oraz wszystkie próbki z wąwozu Dule rozmagnesowują się w podobny sposób (ryc. 6a–b). Zaobserwowano dwie składowe namagnesowania: niskotemperaturową (LT — temperatury odblokowujące 20–200°C) i wysokotemperaturową (HT — temperatury odblokowujące 250–450°C). Składowa LT ma wysokie dodatnie inklinacje i kierunek zbliżony do współczesnego kierunku pola geomagnetycznego na obszarze Gór Świętokrzyskich. Kierunek ten i zakres temperatur odblokowujących wskazują, że jest to składowa zdominowana przez współczesne lepkie namagnesowanie. Dobrze czytelna składowa wysokotemperaturowa HT (tab. 2), wykazuje inklinacje ujemne, dosyć płaskie, (ok. -15 do -30) i grupuje się SSW ćwiartce sfery rzutów (ryc. 7 a–b). Nośnikiem namagnesowania jest magnetyt lub maghemit, a nie hematyt, gdyż próbki rozmagnesowują się całkowicie w temperaturze do 450°C. Wyniki testów fałdowych (McFadden, 1990) wskazują, na pofałdowy wiek kierunków HT. W próbkach z profilu L–IV oraz części próbek z profilu L–D nie stwierdzono znaczącej statystycznie obecności składowej HT.

W Janczycach, jedynie w stanowisku J3 nie udało się wyróżnić żadnych charakterystycznych kierunków namagnesowania. W pozostałych stanowiskach wyróżniono analogiczne składowe LT i HT, o temperaturach



Ryc. 6. Projektacje ortogonalne (diagramy Zijdervelda) ścieżek rozmagnesowania termicznego dla reprezentatywnych próbek z poszczególnych stanowisk. Natężenia NRM: $\times 10^{-4}$ A/m. Przed korekcją tektoniczną

Fig. 6. Representative examples of orthogonal projections (Zijderveld diagrams) of demagnetization paths during thermal treatment. Intensities of NRM: $\times 10^{-4}$ A/m. Before tectonic correction

Tab. 2. Charakterystyczne kierunki namagnesowania ze skał węglanowych rejonu badań

Table 2. Characteristic remanent magnetizations from carbonates in the studied localities

Rejon Locality	Składowa Component	D/I	Dc/Ic	α_{95}	k	N	Paleobiegun Paleopole Long. °E, Lat. °N	dp	dm
Łagów	LT	323/66	356/34	32,4	15,1	6	350/-52	5	9
	HT	198/-28	200/10	8,1	69,7				
Dule	LT	27/79	15/53	6,8	26,9	5	351/-50	3	6
	HT	198/-26	197/0	3,4	97,4				
Janczyce IGI	LT*	3/69	18/69	121	32	6	344/-41	7	13
	HT*	207/-15	210/-13	2,8	28,5				
Budy	LT	352/65	53/76	13,1	50	4	329/-25	5	10
	HT1	46/-2	45/-1	10,5	77,3				

* — kierunek po reorientacji rdzenia, D — deklinacja, I — inklinacja, Dc — deklinacja po korekcji tektonicznej, Ic — inklinacja po korekcji tektonicznej, k, α_{95} — parametry statystyki Fishera, N — liczba stanowisk, dp — błąd deklinacji, dm — błąd odległości pomiędzy paleobiegunem a miejscem badań, LT — kierunek niskotemperaturowy, HT — kierunek wysokotemperaturowy, * — component after core reorientation, D — declination, I — inclination, Dc — declination after tectonic correction, Ic — inclination after tectonic correction, k, α_{95} — Fisher's statistics parameters, N — number of sites, dp — declination error, dm — error of distance between paleopole and sampling location, LT — low temperature component, HT — high temperature component

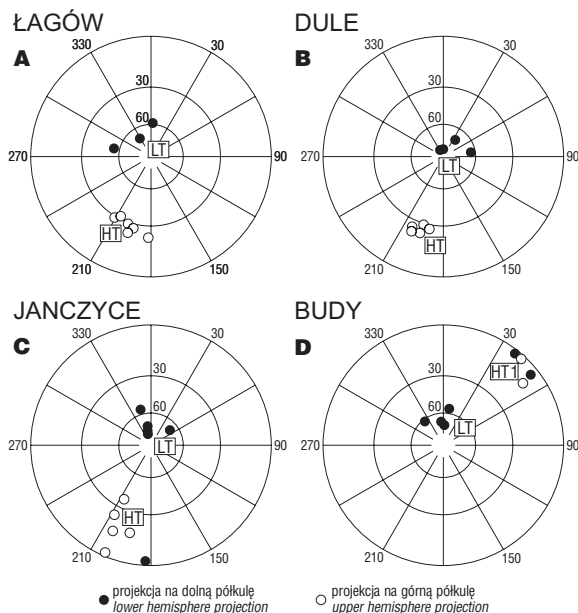
odblokowujących odpowiednio 20–225°C oraz 250–450°C (ryc. 6c i tab. 2). W próbkach z każdego stanowiska obserwowano bardzo dobrą powtarzalność obu składowych (zob. tab. 2). Wzajemnej reorientacji stanowisk dokonano zakładając, że składowa LT reprezentuje współczesną lepką pozostałość magnetyczną (Rolph i in. 1995). Po nałożeniu składowych LT w kierunku współczesnej północy magnetycznej otrzymano także dobrą zbieżność składowych HT (ryc. 7c). Kierunek składowej HT jest niemal identyczny jak w profilach skarpy Łagowicy i wąwozu Dule. Test faldowy (McFadden 1990) pomiędzy stanowiskami daje wynik negatywny, a więc również w Janczycach składowa HT jest pofałdowa. Wyraźne rozciągnięcie tej składowej na stereogramie (ryc. 7c) może wynikać z prawdopodobnych niedokładności w orientacji rdzenia.

W Budach, pomimo zróżnicowanych własności magnetycznych we wszystkich stanowiskach zaobserwowano podobne składowe namagnesowania. W niskich temperaturach (pomiędzy 100 i 300°C) dominuje kierunek zbliżony do współczesnej lepkiej pozostałości magnetycznej, ok. 375–400°C zaznacza się składowa HT1, o bardzo płaskiej inklinacji i NE deklinacji (ryc. 7 d). W stanowiskach BU4 i BU5 dla wyznaczenia tej składowej posłużono się dodatkowo metodą kół przemagnesowania. Natężenie składowej HT1 jest wielokrotnie mniejsze niż LT i na ogół już w 400–450°C próbki są rozmagnesowane. Położenie kierunku HT1 praktycznie nie zmienia się po korekcji tektonicznej (tab. 2).

Kierunki charakterystyczne i ich wiek

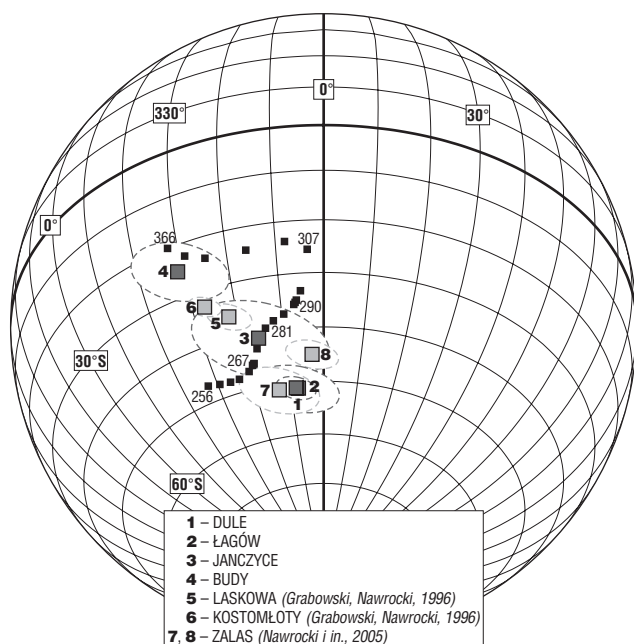
Średni kierunek składowej HT dla stanowisk z Janczyc, skarpy Łagowicy i wąwozu Dule bardzo dobrze odpowiada oczekiwanym kierunkom wczesnopermskim. Paleobiegun kierunku HT w Janczycach sytuuje się dokładnie na ścieżce pozornej wędrówki paleobieguna dla Baltiki natomiast paleobiegun HT dla Łagowa i Duli wypada nieco poza krzywą referencyjną, w pobliżu daty 270 mln lat (ryc. 8). Dokładniejsza analiza „oczekiwanych” paleoinklinacji (ryc. 9) pozwala datować kierunek HT w Janczycach na 288–261 mln lat, a w Łagowie i Dulach na 272–256 mln lat. Oba przedziały częściowo pokrywają się i, jeżeli przemagnesowanie skał w badanych odsłonięciach było równoczesne, to mogło nastąpić ok. 272–261 mln lat temu (późna część wczesnego permu wg Harlanda i in., 1990).

Paleobieguny kierunków HT z Dul i skarpy Łagowicy sytuują się nieco na SE od referencyjnej ścieżki paleobieguna (APWP) dla kontynentu Bałtyki (Torsvik i in., 1996) i są niemal identyczne (ryc. 8) z ostatnio opublikowanym paleobiegunem uzyskanym z permskiej intruzji z Zalas, k. Krakowa (Nawrocki i in., 2005). Paleobiegun ten autorzy datują na 262±14 mln lat, a utrwalenie się pozostałości wiąże ze zmianami metasomatycznymi zachodzącymi w późniejszych stadiach intruzji. Owal ufności paleobieguna kierunku HT z Janczyc obejmuje także paleobiegun związany z momentem intruzji porfiru zalaskiego, datowanym na 281±4 mln lat (Nawrocki i in., 2005). Późnowaryscyjskie paleobieguny z Kostomłotów i Laskowej (Grabowski & Nawrocki, 1996), usytuowane są po przeciwnej stronie APWP niż paleobieguny z rejonu Łagowa (ryc. 8). Taki rozrzut jest związany najpewniej z niewielkimi (do



Ryc. 7. Projekcje stereograficzne charakterystycznych składowych namagnesowania przed korekcją tektoniczną w poszczególnych lokalizacjach, C — składowe HT i LT po dodatkowej reorientacji względem współczesnej północy geograficznej

Fig. 7. Stereographic projections of characteristic magnetization components, before tectonic correction, isolated from the studied localities, C — components HT and LT after additional reorientation along the present geographic north

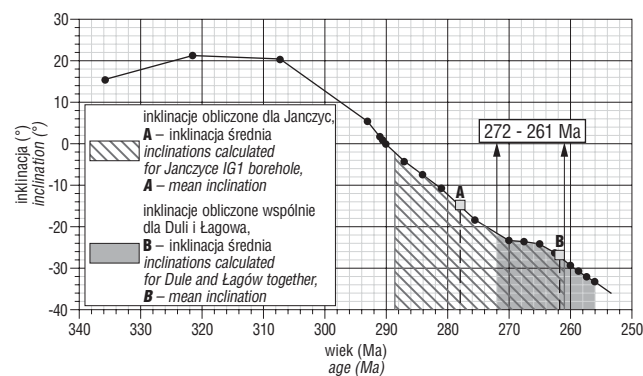


Ryc. 8. Paleobieguny uzyskane z wapieni dewońskich Gór Świętokrzyskich (wraz z owalem 95% ufności) w stosunku do danych literaturowych, na tle pozornej wędrówki paleobieguna płyty bałtyckiej w późnym paleozoiku (wg Torsvika i in., 1996)

Fig. 8. Paleopoles calculated from the Holy Cross Mts. Devonian limestones (with 95% confidence oval) versus literature data, against the apparent polar wander path of Baltica in the Late Paleozoic (after Torsvik et al., 1996)

kilkunastu stopni) rotacjami tektonicznymi mającymi miejsce po epizodzie przemagnesowania.

Paleobiegun kierunku HT 1 z kamieniołomu Budy sytuuje się prawie dokładnie na ścieżce pozornej wędrówki paleobieguna dla Baltiki (ryc. 8.) w pobliżu punktu 360 mln lat, co odpowiada najpóźniejszemu dewonowi/najwcześniejszemu karbonowi (Harland i in., 1990; Gradstein i in., 2004). Jest to najprawdopodobniej kierunek przedfałdowy, jednak nie można się wypowiedzieć co do jego wtórności lub pierwotności. Analiza inklinacji może wska-



Ryc. 9. Wykres zmian paleoinklinacji oczekiwanych dla Gór Świętokrzyskich w późnym paleozoiku (dane wg Torsvika i in., 1996) z naniesionymi inklinacjami kierunku HT dla Łągowa, wawozu Dule i Janczyce

Fig. 9. Expected paleoinclinations calculated for the Holy Cross Mts. area in the Late Paleozoic (data after Torsvik et al., 1996) and inclinations of the component HT isolated in Łągów, Dule quarry and Janczyce

zywać również na wiek w granicach 301–284 mln lat (zob. ryc. 9), czyli najpóźniejszy karbon/najwcześniejszy perm wg skali Harlanda i in. (1990). Jednak przyjmując taki wiek namagnesowania musielibyśmy założyć bardzo znaczną (rzędu 45°) lewoskrętną rotację, na co nie ma dowodów geologicznych. Dodatkowo składowa HT1 wykazuje polarność normalną a w tym czasie generalnie dominowała polarność odwrócona.

Dyskusja

W świetle przedstawionych wyników badań, nie potwierdzono związku genetycznego między późną dolomityzacją a przemagnesowaniem, postulowanego wcześniej (Grabowski i in., 2002) dla dewońskich skał węglanowych regionu lubelskiego. Jak wykazano, w regionie kieleckim nie ma dokładnej korelacji przestrzennej między zjawiskami przemagnesowania a późnymi, krystalicznymi dolomitami. Przemagnesowane są zarówno dolosparyty, jak dolomikryty (dolomity eogenetyczne) oraz czyste wapienie. Ponadto, brak jest korelacji między intensywnością przemagnesowania a stopniem późnej dolomityzacji wapieni (zob. ryc. 5b).

Szukając ewentualnych korelacji między cechami petrologicznymi a wczesopermskim przemagnesowaniem, należy uwzględnić obserwację, iż wszystkie dotknięte nim odmiany litologiczne wykazują obecność piryty i, zazwyczaj, ciemne barwy. Jasne dolosparyty, np. z Bud, nie wykazują na ogół przemagnesowania. Silniej żelaziste i współwystępujące z późnym pirytem, są dolomity krystaliczne drugiego etapu dolomityzacji mezogenetycznej (Narkiewicz, 1991). Ich zasięg przestrzenny pokrywa się, co warto podkreślić, z rozmieszczeniem stwierdzonych przypadków przemagnesowania.

Istnieje również wyraźny związek przestrzenny między przemagnesowaniem a rozkładem dojrzałości termicznej węglanów dewońskich, mierzonej za pomocą stopnia refleksyjności wityryny oraz wskaźnika CAI. Północna, a zwłaszcza północno-zachodnia część regionu kieleckiego charakteryzuje się podwyższonym stopniem dojrzałości. Tu również koncentrują się przykłady wczesopermskiego przemagnesowania udokumentowane w niniejszej pracy (Janczyce I, rejon Łągowa) oraz znane wcześniej (dolomity żyweckie z Laskowej Góry i wapienie frańskie z Kostomłotów (Grabowski & Nawrocki, 1996). Dla wszystkich podanych przykładów istnieje pozytywna korelacja między stopniem przemagnesowania a poziomem dojrzałości termicznej. Charakterystyczny przy tym jest brak przemagnesowania w rejonie antykliny chęcińskiej i syneklizy bolechowickiej (Radkowice, Łabędziów — Szaniawski, 1997, Kowala — Zwing, 2003) oraz południowej części synklinorium kielecko-łagowskiego (Czarnów — Zwing, 2003), gdzie indeksy CAI nie przekraczają wartości 1,5 (Belka, 1990). Paleobiegun R1B, wyróżniony przez Szaniawskiego (1997) w dolomitach z Radkowic, jak również komponent B zaobserwowany w węglanach z Kowali i Czarnowa przez Zwinga (2003), są podobne do paleobieguna HT1 z kamieniołomu Budy (wieku famen-wizen), udokumentowanego w niniejszej pracy.

Jak wynika z powyższych rozważań, istnieje także zbieżność między rozprzestrzenieniem późnych dolomitów fazy dolomityzacji a strefą o podwyższonej dojrzałości termicznej skał dewońskich. Strefa podwyższonej dojrzałości przylega od południa do strefy uskoku świętokrzyskiego, o głębokich, skorupowych założeniach. Według Narkiewicza (1991), podwyższony strumień ciepły w tej strefie był jednym z czynników warunkujących cyrkulację roztworów dolomityzujących w czasie karbonu.

Regionalne podgrzanie związane z tektonogenezą waryscyjską postulował już Belka (1990) na podstawie badań CAI. Sugerował on, iż obecny poziom dojrzałości skały dewońskie i karbońskie osiągnęły przed wypiętrzaniem, w związku z podwyższonym strumieniem ciepłym towarzyszącym aktywności tektonicznej. Związek obszarów o większej gęstości strumienia ciepłego z waryscyjską strefą tektoniczną rozłamu świętokrzyskiego postulowali Narkiewicz (1991) i Marynowski (1999). Późniejsze badania Marynowskiego i in. (2002) prowadzą do wniosku, iż pozytywna anomalia cieplna istniała jeszcze wprawdzie w permie późnym i ?wczesnym triasie, ale głównie w rejonie przelegającym od NW do uskoku świętokrzyskiego. Niezależnie od tych interpretacji, badacze mineralizacji w skałach węglanowych dewonu wskazują na istnienie szeregu faz tworzenia się żył niskohydrotermalnych, głównie kalcytowych w późnym karbonie i permie (Rubinowski, 1971; Migaszewski i in., 1996). Sugerują przy tym związek między procesami hydrotermalnymi a tektoniką syn- i postwaryscyjską omawianego obszaru.

Wnioski dotyczące wieku przemagnesowania i zjawisk termiczno-diagenetycznych z Gór Świętokrzyskich dobrze korespondują z danymi paleomagnetycznymi z rejonu krakowskiego, datującymi na wczesny perm zjawiska wulkaniczne i towarzyszące im procesy hydrotermalne (Nawrocki i in., 2005). Warto podkreślić, że opublikowany przez cytowanych autorów paleobiegun uzyskany z permskiej intruzji z Zalas, k. Krakowa jest niemal identyczny z paleobiegunami kierunków HT z Dul i skarpy Łagowicy. Jest więc prawdopodobne, że na obszarze świętokrzyskim mamy do czynienia ze słabszymi przejawami tych samych regionalnych procesów termicznych, których wyrazistym dowodem są gdzie indziej przejawy magmatyzmu. We wszystkich tych przypadkach można zakładać wpływ post-waryscyjskiej tektoniki ekstensyjnej i przesuwczej (Ziegler, 1990) i towarzyszącej, jej termicznej destabilizacji dużych obszarów środkowoeuropejskiej skorupy ziemskiej.

Z podsumowanych wyżej danych i przesłanek wynika, iż najbardziej prawdopodobny mechanizm przemagnesowania permskiego badanych skał dewońskich polegał na preferencyjnym przemagnesowaniu skał obfitujących w piryt, w tym zwłaszcza, choć nie tylko, dolosparytów późnej fazy dolomityzacji. Przestrzenne rozmieszczenie skał przemagnesowanych wskazuje ponadto na znaczną rolę przegrzania syn- i postwaryscyjskiego. Biorąc pod uwagę te dwa czynniki, można postawić hipotezę, że wczesnopermski magnetyt powstawał wskutek częściowego utlenienia pirytu (Suk i in., 1990; 1993). Zjawiska takie mogą zachodzić nawet w niezbyt wysokich temperaturach (poniżej

100°C — zob. Brothers i in., 1996), jednak w przypadku północnej części regionu kieleckiego maksymalna temperatura była na pewno wyższa, rzędu 150°C.

Czynnikami, który spowodował utlenienie pirytu mogły być wody meteoryczne, cyrkulujące w górotworze—taki mechanizm przemagnesowania postulowano dla niektórych paleozoicznych węglanów Ameryki Północnej (np. Elmore i in., 1993). Ostatnie stadia cyrkulacji roztworów dolomityzujących (o ogólnie redukcyjnym charakterze) nastąpiły zapewne wkrótce po deformacjach synwaryscyjskich w późnym karbonie, a przed znacznie późniejszym wypiętrzaniem i denudacją. We wczesnym permie, w warunkach lądowych, równoległe z erozją cyrkulowały roztwory niskohydrotermalne, odpowiedzialne za obfitą mineralizację kalcytową, w tym typu różanki zelejowskiej. Stopniowy zanik cyrkulacji towarzyszył zmniejszającej się gęstości strumienia ciepłego w rejonie rozłamu świętokrzyskiego, co spowodowało jeszcze we wczesnym, choć nie najwcześniejszym, permie, „wychłodzenie” górotworu i utrwalenie kierunków wtórnych przemagnesowań.

Podsumowanie

1. Późnopermskie (wczesnopermskie) przemagnesowanie skał węglanowych, oparte na magnetycie, występuje w północnej części regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich. Obecność przemagnesowania koreluje się z zasięgiem II etapu dolomityzacji oraz strefy podwyższonych wartości indeksów przeobrażeń termicznych. Szczególnie podatne na przemagnesowanie były skały bogate w piryt.

2. Przemagnesowanie nastąpiło najprawdopodobniej w warunkach stygnięcia skał, w wyniku post-waryscyjskiego wypiętrzania. Dominującym czynnikiem, który spowodował powstanie wtórnego magnetytu mogło być utlenianie pirytu ułatwione działalnością roztworów meteorycznych.

Badania były finansowane ze środków Ministerstwa Nauki i Informatyki oraz wykonane w ramach tematu badań statutowych 6.20.9400.00.0 w Państwowym Instytucie Geologicznym w Warszawie. Autorzy dziękują dr hab. Z. Belce oraz anonimowemu recenzentowi za uwagi dotyczące redakcji tekstu. Podziękowania wyrażamy także doc. dr hab. M. Sikorskiej-Jaworowskiej oraz panu L. Giro za pomoc w wykonaniu badań CL i SEM oraz inż. T. Szyrakowi za przygotowanie preparatów mikroskopowych oraz próbek do badań paleomagnetycznych.

Literatura

- BELKA Z. 1990 — Thermal Maturation and Burial History from Conodont Colour Alteration Data, Holy Cross Mountains, Poland. Courier Forsch.-Inst. Seckenberg, 118: 241–251.
- BOSTICK N.H. 1979 — Microscopic measurements on the level of catagenesis of solid organic matter in sedimentary rocks to aid exploration for petroleum and to determine former burial temperatures — a review. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 26: 17–43.
- BROTHERS L., ENGEL M.H., ELMORE R. D. 1996. The late diagenetic conversion of pyrite to magnetite by organically complexed ferric iron. Chemical Geology, 130: 1–14.
- CZARNOCKI J. 1950 — Geologia regionu łysogórskiego w związku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Rudkach. Centralne Archiwum Geologiczne Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa

- ELMORE R.D., LONDON D., BAGLEY D. & FRUIT D. 1993 — Remagnetization by basinal fluids: testing the hypothesis in the Viola limestone, Southern Oklahoma. *Jour. Geoph. Res.*, 98, B4: 6237–6254.
- GRABOWSKI J. 2000 — Palaeo- and rock magnetism of Mesozoic carbonate rocks in the Sub-Tatric series (Central West Carpathians) — palaeotectonic implications. *Polish Geol. Inst. Spec. Pap.*, 5: 1–88.
- GRABOWSKI J. & NAWROCKI J. 1996 — Multiple remagnetizations in the Devonian carbonates in the northwestern part of the Kielce region (Holy Cross Mts, southern part). *Geol. Quarter.*, 40: 47–64.
- GRABOWSKI J. & NAWROCKI J. 2001 — Palaeomagnetism of some Devonian carbonates from the Holy Cross Mts (Central Poland): large pre-Permian rotations or strain modified palaeomagnetic directions? *Geol. Quarter.*, 45: 165–178.
- GRABOWSKI J., NARKIEWICZ J., NAWROCKI J.N. & WAKS-MUNDZKA M. I. 2002 — Permskie przemagnesowanie utworów węglanowych dewonu południowej Polski—próba powiązania z procesami diagenetycznymi. *Prz. Geol.*, 50: 78–86.
- GRADSTEIN F., OGG J. & SMITH A. 2004—A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press.
- HARLAND W.B., ARMSTRONG R.L., COX A.V., CRAIG L.E., SMITH A.G. & SMITH D.G. 1990 — A Geologic time scale 1989. Cambridge. Cambridge University Press.
- KRS M. & PRUNER P. 1995 — Paleomagnetism and Paleogeography of the Variscan Formations of the Bohemian Massif, comparison with other European regions. *J. Czech Geol. Soc.*, 40: 3–46.
- LAND L.S. 1983 — Dolomitization. AAPG Education Course Note Series, 24.
- LEWANDOWSKI M. 1981— Post-folding characteristic remanent magnetization of the Upper Devonian Kostomłoty Beds in the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 31: 265–272.
- LEWANDOWSKI M. 1985 — On tectonics of the Holy Cross Mts in the light of paleomagnetic studies. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.*, A–16, 175: 131–150.
- LEWANDOWSKI M. 1999—A paleomagnetic study of fracture fills in the Holy Cross Mountains of Central Poland and its application in dating tectonic processes. *Geophysical Journal International*, 137: 783–792.
- MARTON E., MANSY J-L., AVERBUCH O. & CSONTOS L. 2000 — The Variscan belt of Northern France–Southern Belgium: geodynamic implications of new paleomagnetic data. *Tectonophysics*, 324: 57–80.
- MARYNOWSKI L. 1998 — Stopień przeobrażenia termicznego materii organicznej ze skał dewonu Gór Świętokrzyskich. Analiza biomarkerów metodą GC–MS. Praca doktorska niepubl. Uniwersytet Śląski.
- MARYNOWSKI L. 1999 — Thermal maturity of organic matter in Devonian rocks of the Holy Cross Mountains. *Prz. Geol.* 47: 1125–1129.
- MARYNOWSKI L., SALAMON M. & NARKIEWICZ M. 2002 — Thermal maturity and depositional environments of organic matter in the post-Variscan succession of the Holy Cross Mountains. *Geol. Quarter.*, 46: 25–36.
- MATYJA H. & NARKIEWICZ M. 1995 — Conodont stratigraphy of the Upper Devonian in the Janczyce I borehole section, eastern Holy Cross Mts. *Geol. Quarter.*, 39: 177–206, 2.
- MCCABE C. & CHANNELL J. E. T. 1994 — Late Paleozoic remagnetization in limestones of the Craven basin (northern England) and the rock magnetic fingerprint of remagnetized sedimentary carbonates. *J. Geophys. Res.*, 99, B3: 4603–4612.
- MCCABE C. & ELMORE R.D. 1989 — The occurrence and origin of late Paleozoic remagnetization in the sedimentary rocks of North America. *Rev. Geophys.*, 27: 471–494.
- MCFADDEN P. L. 1990 — A new fold test for paleomagnetic studies. *Geophysical Journal International*, 103: 163–169.
- MCKERROW W.S., BRASIER M.D., STURT B.A. & WALDERH-AUG H.J. 1996 — Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic — a tale of Baltica and Laurentia. *Earth Science Reviews*, 40: 229–258.
- MIGASZEWSKI Z. M., HAŁAS S. & DURAKIEWICZ T. 1996 — Wiek i geneza mineralizacji kalcytowej w Górach Świętokrzyskich w świetle badań litologiczno-petrograficznych i izotopowych. *Prz. Geol.*, 44: 275–281.
- MOLINA GARZA R. S. & ZIJDERVELD J. D. A. 1996 — Paleomagnetism of Paleozoic strata, Brabant & Ardennes Massifs, Belgium: implications of pre-folding and post-folding Late Carboniferous secondary magnetizations for the European apparent polar wander. *J. Geophys. Res.*, 101, B7, 15 799–15 818.
- NARKIEWICZ M. 1991 — Procesy dolomityzacji mezogenetycznej na przykładzie żywełu i franu Gór Świętokrzyskich. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 132: 1–54.
- NARKIEWICZ M. & OLKOWICZ-PAPROCKA I. 1983 — Stratygrafia dewońskich utworów węglanowych wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, 27: 225–256.
- NARKIEWICZ M. & NARKIEWICZ K. 1992 — Transgressive pulse in the Upper Frasnian of the Janczyce I section (Holy Cross Mts.): sedimentology and conodont biofacies. *Geol. Quarter.*, 36: 281–304.
- NARKIEWICZ M., OLKOWICZ-PAPROCKA I., ROMANEK A. & TARNOWSKA M. 1981 — Stratygrafia i problematyka geologiczno-surowcowa dewonu wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Przew. 53 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 256–294.
- NARKIEWICZ M., RACKI G. & WRZOLEK T. 1990 — Litostratygrafia dewońskiej serii stromatoporoidowo-koralowcowej w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*: 34: 433–456.
- NAWROCKI J. 1993a — The Variscan directions from the Upper Silesian Coal Basin (S Poland). *Geol. Carpath.*, 44: 293–300.
- NAWROCKI J. 1993b — The Devonian — Carboniferous platform paleomagnetic directions from the Silesian — Cracow area and their importance for Variscan paleotectonic reconstructions. *Geol. Quarter.*, 37: 397–430.
- NAWROCKI J. 1998 — Dane paleomagnetyczne a tektoniczne uwarunkowania sedymentacji utworów permu w Sudetach. *Prz. Geol.*, 46: 1023–1027.
- NAWROCKI J., POLECHOŃSKA O., LEWANDOWSKA A. & WERNER T. 2005 — On the paleomagnetic age of the Zalas laccolith (southern Poland). *Acta Geol. Pol.*, 55: 229–236.
- NOWACZYK N. & BLEIL U. 1985 — Paleomagnetic Reconnaissance Study of Paleozoic Rocks from the Hohes Venn Area (West Germany). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 171: 351–362.
- ROLPH T.C., SHAW J., HARPER T. R. & HAGAN J. T. 1995 — Viscous remanent magnetization: a tool for orientation of drill cores. [W:] Turner P. & Turner A. (red.) 1995. *Palaeomagnetic applications in hydrocarbon exploration and production*, Geological Society Special Publications, 98, 239–243.
- RUBINOWSKI Z. 1971 — Rudy metali nieżelaznych w Górach Świętokrzyskich i ich pozycja metalogiczna. *Biul. Inst. Geol.*, 247: 1–166.
- SUK D., PEACOR D. R. VAN DER VOO R. 1990 — Replacement of pyrite framboids by magnetite in limestone and implications for palaeomagnetism. *Nature*, 345, 611–613.
- SUK D., VAN DER VOO R. & PEACOR D. R. 1993 — Origin of magnetite responsible for remagnetization of Early Paleozoic Limestones of New York State. *Journal of Geophysical research*, 98, B1, 419–434.
- SZANIAWSKI R. 1997— Paleomagnetyzm a diageniza dolomitów dewońskich z regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich. Praca magisterska (niepublikowana). Archiwum Wyd. Geologii UW.
- SZANIAWSKI R., LEWANDOWSKI M., MANSY J-L., AVERBUCH O. & LACQEMENT F. 2003 — Syn-folding remagnetization events in the French–Belgium Variscan thrust front as markers of the fold-and-thrust belt kinematics. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 174, 5: 511–523.
- TAIT J. A., BACHTADSE V. & SOFFEL H. C. 1996 — Eastern Variscan fold belt: paleomagnetic evidence for oroclinal bending. *Geology*, 24/10: 871–874.
- TORSVIK T.H., SMETHURST M.A., MEERT J.G., VAN DER VOO R., MCKERROW W.S., BRASIER M.D., STURT B.A. & WALDERH-AUG H.J. 1996 — Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic — a tale of Baltica and Laurentia. *Earth Sci. Rev.*, 40: 229–258.
- ZIEGLER A. M. 1990 — Phytogeographic patterns and continental configurations during the Permian period. [In:] McKerrrow W. S. & Scotese C. R. (eds) — *Palaeozoic palaeogeography and biogeography*: *Geol. Soc. London Memoir*, 12: 363–379.
- ZEGERS T. E., DEKKERS M. J. & BAILLY S. 2003 — Late Carboniferous to Permian remagnetization of Devonian limestones in the Ardennes: Role of temperature, fluids, and deformation. *J. Geophys. Res.*, 108, B7: EPM 5 1–5 19.
- ZWING A. 2003 — Causes and Mechanisms of Remagnetisation in Palaeozoic Sedimentary Rocks a Multidisciplinary Approach. PhD thesis, LMU Munchen, wersja elektroniczna. (<http://edoc.ub.uni-muenchen.de/view/subjects>)

Praca wpłynęła do redakcji 07.02.2006 r.

Akceptowano do druku 17.07.2006 r.