

Pierwsze wyniki badań paleomagnetycznych i paleotermicznych (CAI) najwyższych jednostek reglowych w Tatrach Polskich

Jacek Grabowski*, Katarzyna Narkiewicz*, Paweł Poprawa*

Wapienie anizyku/ladynu jednostki Furkaski oraz wapienie retyku jednostki Siwej Wody na zachodnich zboczach Doliny Chochołowskiej (Tatry Zachodnie) wykazują obecność syntektonicznego przemagnesowania opartego na magnetycie. Wiek przemagnesowania zinterpretowano jako środkowokredowy/przedeoceński. Wartości indeksu CAI wynoszą 1,5 dla wapieni retyku jednostki Siwej Wody oraz 2 dla wapieni anizyku/ladynu jednostki Furkaski. Wskazują one na oddziaływanie temperatury 50–80°C przez ok. 10 mln lat. Niewielki stopień przeobrażenia termicznego badanych utworów sugeruje, że obserwowane przemagnesowanie miało charakter chemiczny i było związane z wytrącaniem się autigenicznego magnetytu. W momencie przemagnesowania obie jednostki musiały zapadać co najmniej 20° w kierunku południowym. Deklinacje kierunków paleomagnetycznych wskazują, że po przemagnesowaniu uległy one prawoskrętnej rotacji: 14–61° w stosunku do platformy europejskiej i 0–42° w stosunku do parautochtonu wierchowego.

Słowa kluczowe: Tatry, wyższe jednostki reglowe, paleomagnetyzm, CAI

Jacek Grabowski, Katarzyna Narkiewicz, Paweł Poprawa — **First results of paleomagnetic and paleothermal (CAI) investigations of the highest Sub-Tatric units in the Polish Tatra Mts.** *Prz. Geol.* 47: 153–158.

Summary. Anisian/Ladinian limestones of the Furkaska Unit and Rhaetian limestones of the Siwa Woda Unit on the western slopes of the Chochołowska Valley (Western Tatra Mts) revealed the presence of syntectonic remagnetization carried by magnetite. The age of remagnetization was interpreted as Middle Cretaceous/pre-Eocene. CAI values amount to 1.5 for Rhaetian limestones of the Siwa Woda Unit and 2 for the Anisian/Ladinian limestones of the Furkaska Unit. This accounts for temperature range 50–80°C through ca. 10 Ma. Weak degree of thermal alteration indicates that observed remagnetization is of chemical origin and is related to precipitation of authigenic magnetite. Both tectonic units must have dipped at least 20° to the south during remagnetization event. After remagnetization they were rotated clockwise 14–61° in relation to the European platform and up to 42° relatively to the High-Tatric parautochthon.

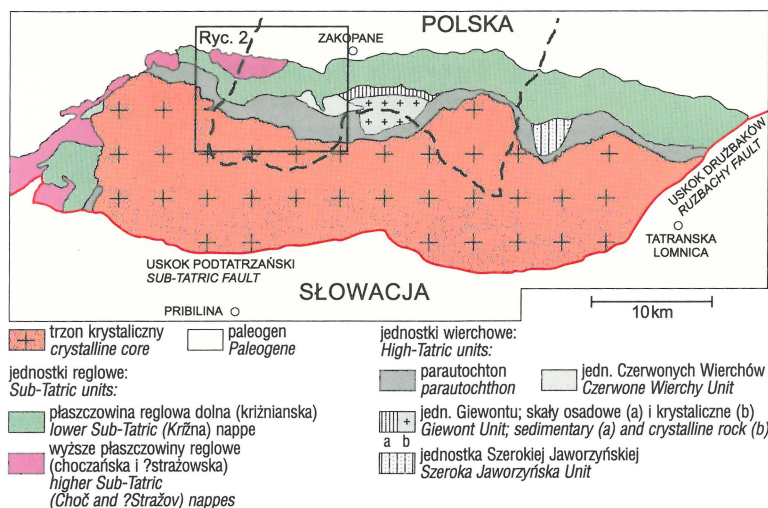
Key words: Tatra Mts, Upper Sub-Tatric units, paleomagnetism, CAI

Prowadzone ostatnio badania paleomagnetyczne w jednostkach wierchowych Tatr wykazały, że po apcie a przed koniakiem (113–88 mln lat) miał miejsce regionalny epizod przemagnesowania (Grabowski, 1997a). Nowsze badania, których wyniki były niedawno prezentowane (Grabowski, 1997b) sugerują, że w trakcie ruchów nasuwczych w późnej kredzie (ok. 90 mln lat temu) przemagnesowane zostały również serie reglowe. Wtórne kierunki późnokredowe są związane przede wszystkim z magnetytom o maksymalnych laboratoryjnych temperaturach odblokowujących 400–450°C. Przyczyny przemagnesowania mogą być dwojakie. Reorientacja domen w magnetycie może nastąpić w wyniku podgrzania (przemagnesowanie termiczne). Warunki te bywają spełnione przy bliskości intruzji lub w wypadku głębokiego pogrzebienia. Przykładem może być tutaj trzeciorzędowe przemagnesowanie skał permskich wokół intruzji Adamello w południowych Alpach (Kipfer & Heller, 1988) lub też przemagnesowanie dewońskich wapieni o indeksie CAI 4, w Appalachach (Kent, 1985). Przemagnesowanie może mieć jednak także charakter chemiczny, czyli utrwalić się w wyniku powstawania nowego nośnika namagnesowania (w tym wypadku wtórnego magnetytu). Przemagnesowanie chemiczne nie wymaga podwyższonej temperatury i może zachodzić nawet w warunkach powierzchniowych. Wiele przykładów tych procesów opisano z paleozoicznych węglanów w Ameryce Północnej (McCabe & Elmore, 1989). Również w Polsce stwierdzono obecność trzeciorzędowego przemagnesowania skał węglanowych środkowego triasu w regionie śląsko-krakowskim (Symons i in., 1995), związanego z powstawaniem złóż Zn-Pb typu Mississippi Valley.

Przyczyny i warunki przemagnesowania osadowych skał tatrzańskich pozostają niejasne, gdyż historia termiczna mezozoicznych jednostek płaszczowinowych wchodzących w skład orogenu tatrzańskiego nie była do tej pory przedmiotem systematycznych badań. Dane dotyczące paleotemperatur skał tatrzańskich w mezozoiku i trzeciorzędzie istnieją jedynie dla trzonu krystalicznego. Maksymalna temperatura, w jakiej znalazły się skały krystaliczne Tatr w cyklu alpejskim, nie mogła przekroczyć 300–350°C (Janak, 1994), gdyż datowania Ar-Ar wykazują waryscyjski wiek stygnięcia. Według szacunków Kovača i in. (1994) podłoże taticum po permie zostało pogrążone na maksymalną głębokość 12 km, co odpowiada ok. 250°C. Również Lefeld (1997) przyjmuje, że podczas ruchów płaszczowinowych w późnej kredzie temperatura na granicy trzonu krystalicznego i pokrywy osadowej nie przekroczyła 200°C, a więc orogeneza ta odbywała się w reżimie zimnym. Wyniki badań metodą trakową przeprowadzone na apatytach sugerują, że temperatura skał trzonu krystalicznego spadła poniżej 100–120°C podczas wypiętrzenia masywu tatrzańskiego w miocenie 10–15 mln lat temu (Burchart, 1972; Kovač i in., 1994).

W niniejszej pracy podjęto próbę rekonstrukcji warunków termicznych w jakich znajdowały się osadowe skały tatrzańskie, stosując metodę wskaźnika przeobrażenia barwy konodontów (CAI). Konodonty zmieniają swoje zabarwienie pod wpływem temperatury i w zależności od czasu jej działania. Proces ten jest stopniowy i nieodwracalny. Zmiany kolorystyczne przypisano wartościom CAI od 1 do 8 (Epstein i in., 1977; Rejebian i in., 1987). Podstawy metodologiczne badań CAI w oparciu o pracę Epstein i in. (1977) przedstawiono w pracy Narkiewicz i Nehring-Lefeld (1993). W Tatrach konodonty znaleziono w skałach triasowych należących do najwyższych płaszczowin reglowych: w wapieniach pogranicza anizyku i ladynu jednostki

*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

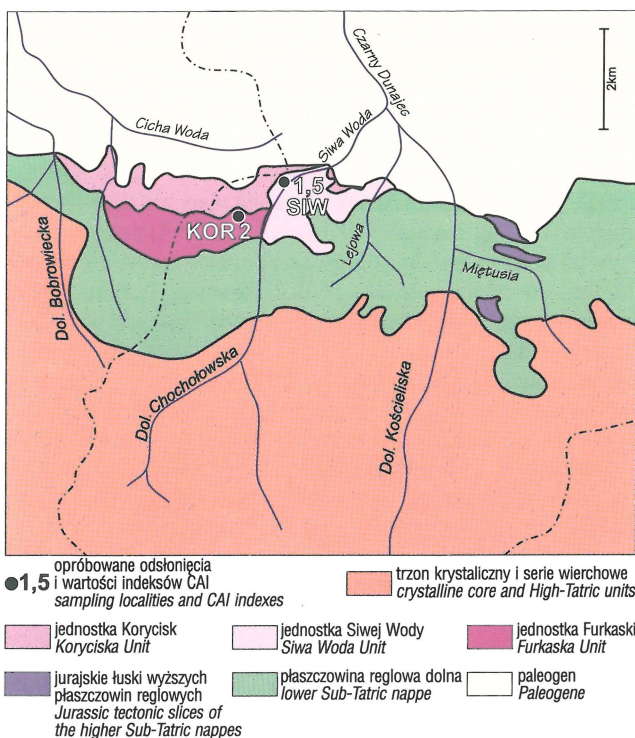


Ryc. 1. Schematyczny mapę tektoniczną masywu tatrzańskiego
Fig. 1. Tectonic sketch map of the Tatra Massif

Furkaski (Zawidzka, 1972) oraz w wapieniach retyku jednostki Siwej Wody (Gaździcki, 1978). Skały te opróbowano również do badań paleomagnetycznych. Prezentowane wyniki stanowią pierwsze dane paleomagnetyczne i paleotermiczne z triasowych skał tatrzańskich.

Sytuacja geologiczna i opróbowanie

Najwyższe płaszczowiny reglowe Tatr Polskich występują w dolnych częściach dolin Chochołowskiej i Lejowej w Tatrach Zachodnich (ryc. 1). Budowa geologiczna tego obszaru jest do dziś przedmiotem kontrowersji. Niewątpli-



Ryc. 2. Schematyczna mapka tektoniczna wyższych jednostek reglowych w Tatrach Zachodnich (wg Kotońskiego, 1973) z zaznaczonymi miejscami opróbowania (dodatkowe objaśnienia zob. tab. 1)
Fig. 2. Tectonic sketch map of the Upper Sub-Tatric units in the Western Tatra Mts (after Kotoński, 1973) with sampling localities indicated (see Tab. 1 for additional explanations)

wie można tam wyróżnić trzy niewielkie jednostki tektoniczne zapadające monoklinalnie na północ, zbudowane ze skał triasowych nasuniętych na krizniańską jednostkę Bobrowca. Są to jednostki Siwej Wody, Furkaski i Korycisk (ryc. 2). Utwory te są tradycyjnie porównywane z charakterystycznymi ogniwami jednostek austroalpejskich w Alpach Wschodnich (Kotoński, 1955). Michalik i Gaździcki (1980), a także Bac-Moszaszwili (1998) i autorzy *Mapy geologicznej Tatr, 1 : 50 000* (Nemčok i in., 1995) zaliczają wszystkie trzy jednostki do płaszczowiny choczańskiej. Kotoński (1973; 1985a,b; 1996) zalicza jednostkę Siwej Wody do płaszczowiny choczańskiej, natomiast jednostki Furkaski i Korycisk do płaszczowiny strażowskiej. Takie ujęcie zostało też przedstawione na *Mapie geologicznej Tatr polskich, 1 : 200 000* (Kotoński i in., 1998). Próby na konodonty oraz do badań paleomagnetycznych pobrano z jednostki Siwej Wody z odsłonięcia retyku pod

Siwiańskimi Turniami na zachodnim brzegu potoku Chochołowskiego (2 próby ręczne). Próby z jednostki Furkaski pobrano z wapieni z Reifling (pogranicze anizyku i ladynu, 5 prób ręcznych) w wąwozie Wielkie Koryciska, w tzw. żlebie drwala (tab. 1). Z każdej próby ręcznej wycięto 4–5 próbek cylindrycznych o wymiarach 25 mm średnicy i 22 mm wysokości.

Tab. 1. Wykaz opróbowanych odsłonień

Lokalizacja	Oznaczenie	Wiek	Pozycja tektoniczna*	Jednostka tektoniczna
Wielkie Koryciska	KOR	anizyk/ladyn	3/43	jed. Furkaski
Pod Siwiańskimi Turniami	SIW	retyk	350/35	jed. Siwej Wody

*azymut linii upadu/upad

Paleomagnetyzm

Wapienie pogranicza anizyku i ladynu z Wielkich Korycisk (jedn. Furkaski). Natężenia naturalnej pozostałości magnetycznej (NRM) wynosiły od $1,17 \times 10^{-4}$ A/m do $6,91 \times 10^{-4}$ A/m natomiast wartości podatności magnetycznej od 5 do 30×10^{-6} jednostek SI. Wyniki badań izotermicznej pozostałości magnetycznej (IRM) wskazują na

Tab. 2. Charakterystyczne kierunki paleomagnetyczne z badanych odsłonień

Lokalizacja	D	I	Dc	Ic	Dc*	Ic*	α_{95}	k	n/N
KOR	143	39	97	60	65	56	4,8	47,8	20/5
SIW	136	61	47	71	19	56	10,4	29,5	8/2

D (I) — deklinacja (inklinacja) kierunku paleomagnetycznego przed korekcją tektoniczną

Dc (Ic) — deklinacja (inklinacja) kierunku paleomagnetycznego po korekcji tektonicznej

Dc* (Ic*) — deklinacja (inklinacja) kierunku paleomagnetycznego po przyjęciu jego syntektonicznego wieku (przy założeniu, że warstwy w obu odsłonięciach zapadały 20° na S w momencie przemagnesowania); **boldem** zaznaczono wersję przyjętą w niniejszym artykule

α_{95} , k — parametry statystyki Fishera, n — liczba próbek użytych do obliczenia kierunku średniego, N — liczba prób ręcznych

Tab. 3. Referencyjne kierunki kredowe (124–76 mln lat) obliczone dla pozycji geograficznej Tatr — 20°E, 49°N (na podstawie średnich biegunów Besse & Courtillot, 1991; Van der Voo, 1993; Channell, 1996) oraz kierunek przemagnesowania kredowego w autochtonicznej serii wierzchowej (wg Grabowskiego, 1997a)

Jednostka tektoniczna	D	I	α_{95}	N	Paleobiegun (° szer. N/° dł. E)
Płyta europejska	5	52	7	4	73/185
Płyta afrykańska i adriatycka	335	45	6	8	60/250
Seria wierzchowa: parautochton	23	50	6	4	65/148

D — deklinacja, I — inklinacja, α_{95} — parametr statystyki Fishera, N — liczba uśrednionych kierunków

obecność magnetytu: szybkie nasycenie w polu do 300 mT (ryc. 3a) oraz temperatury odblokowujące poniżej 500°C (ryc. 3b). Badania parametrów histerezy wykazały, że magnetyt występuje w stanie pseudojednodomenowym (ryc. 3c). Próbkę rozmagnesowano wyłącznie metodą termiczną, która dała znacznie lepsze wyniki niż rozmagnesowanie polem zmiennym. Składowa charakterystyczna KOR rozmagnesowywała się między 250 i 400°C (ryc. 5a).

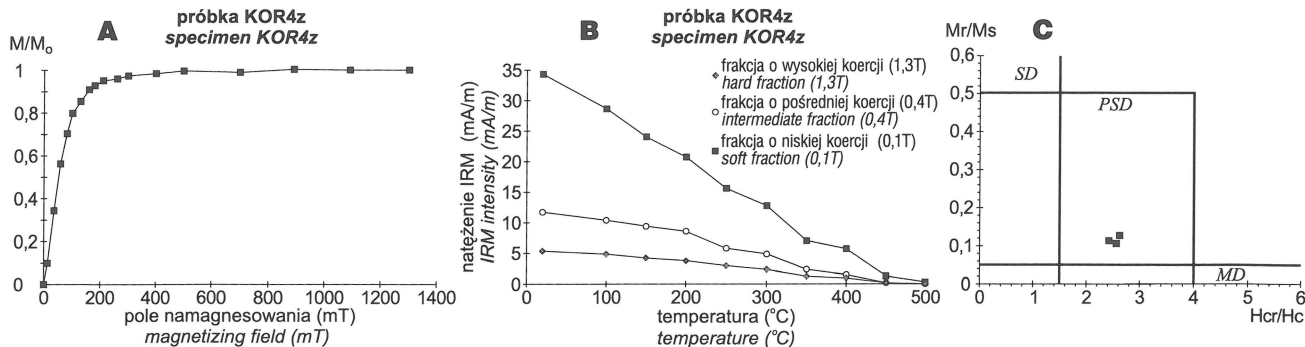
Wapienie retyku spod Siwiańskich Turni (jedn. Siwej Wody). Natężenia NRM wynosiły od $2,32 \times 10^{-4}$ A/m do $4,71 \times 10^{-4}$ A/m, wartości podatności magnetycznej $17\text{--}23 \times 10^{-6}$ jednostek SI. Właściwości IRM (ryc. 4) wskazują na obecność magnetytu (podobnie jak w poprzednim odświeżeniu szybki wzrost natężenia IRM do 250 mT — ryc. 4a; temperatury odblokowujące frakcji o niskiej koercji 500–550°C, ryc. 4b). O niewielkiej domieszce hematytu świadczy wzrost natężenia IRM między 400 a 1400 mT (ryc. 4a) i maksymalne temperatury odblokowujące frakcji o wysokiej koercji powyżej 600°C (ryc. 4b). Do większości próbek zastosowano mieszaną metodę rozmagnesowania: do 250°C termicznie a następnie polem zmiennym. Niskostabilne składowe były usuwane temperaturą i polem zmiennym do 15 mT. Stabilna składowa SIW była obserwowana między 20 i 60 mT (ryc. 5b). Składowa ta zaznaczała się też podczas rozmagnesowania termicznego między 300 i 400°C. Powyżej 400°C podatność magnetyczna gwałtownie wzrastała, uniemożliwiając rozmagnesowa-

nie próbek do końca. Podobnie jak w poprzednim odświeżeniu składowa charakterystyczna jest oparta na magnetycie.

Wiek pozostałości magnetycznej. Kierunki pozostałości magnetycznej są przedstawione na ryc. 6 i w tab. 2. Namagnesowanie niewątpliwie nie może być posttektoniczne, gdyż inklinacje składowych KOR i SIW w obecnym układzie współrzędnych są niezgodne (tab. 2). Obecnie obserwowane upady warstw w badanych odświeżeniach są wynikiem mioceńskiego wypiętrzenia masywu tatrzańskiego (Piotrowski, 1978). Przyjęcie posttektonicznego wieku kierunków paleomagnetycznych wymagałoby także przyjęcia rotacji o bardzo dużej amplitudzie (ok. 140°) w niedawnej przeszłości geologicznej (późny trzeciorzęd-czwartorzęd), co należy uznać za wysoce nieprawdopodobne. Po zastosowaniu korekcji tektonicznej amplituda rotacji zmniejsza się do 47°(± 8°)–97°(± 6°), a jej prawoskrętny zwrot jest zgodny z kierunkiem rotacji serii parautochtonicznej i reglowej dolnej po środkowej kredzie (Grabowski, 1997a). Kierunki SIW i KOR nie mogą jednak reprezentować pierwotnego, triasowego namagnesowania. Oczekiwane paleoinklinacje wynoszą: dla anizyku 30–38°, a dla retyku 45–50° (ryc. 7). Badane skały są więc przemagnesowane. Na podstawie wykresu inklinacji (ryc. 7) można przyjąć 3 warianty wieku przemagnesowania:

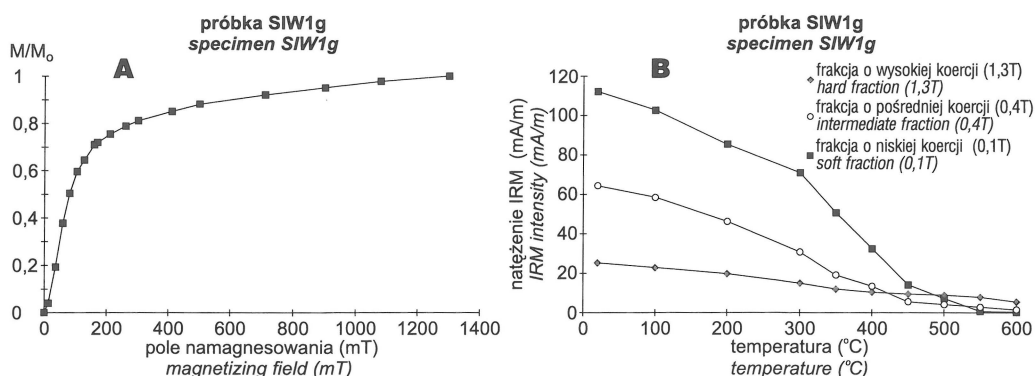
- 1) przemagnesowanie przedtektoniczne w liasie,
- 2) przemagnesowanie przedtektoniczne w późnym trzeciorzędzie,
- 3) przemagnesowanie syntektoniczne w środkowej-późnej kredzie lub wczesnym trzeciorzędzie.

Pierwsze dwie opcje wydają się mało prawdopodobne. Utwory jurajskie i kredowe w Tatrach są również przemagnesowane (Grabowski, 1997a; 1997b). Niewątpliwie miał więc miejsce epizod przemagnesowania po apcie. Oczywiście nie można wykluczyć, że obserwuje się efekty dwóch przemagnesowań tzn. liasowego i postapckiego. Byłoby to jednak dziwne, zważywszy, że przemagnesowanie w całym profilu stratygraficznym jest oparte na tych samych nośnikach i wykazuje tę samą polarność normalną. Możliwość przemagnesowania w późnym trzeciorzędzie również należy odrzucić. Biorąc pod uwagę strome inklinacje przemagnesowanie to musiałyby nastąpić tuż przed rotacyjnym wypiętrzeniem masywu tatrzańskiego, a więc blisko granicy oligocen/miocen. Przemagnesowanie jed-



Ryc. 3. Właściwości petromagnetyczne wapieni anizyku/ladynu z Wielkich Korycisk; A — krzywa nakładania IRM, B — rozmagnesowanie termiczne IRM nałożonej w trzech prostopadłych kierunkach w polach: 0,1T, 0,4T i 1,3T, C — parametry histerezy na diagramie Day i in. (1977); SD — obszar ziarn jednodomenowych, PSD — obszar ziarn pseudojednodomenowych, MD — obszar ziarn wielodomenowych, Hcr — koercja pozostałości, Hc — siła koercji, Mr — pozostałość nasycenia, Ms — namagnesowanie nasycenia

Fig. 3. Petro-magnetic properties of the Anisian/Ladinian limestones from Wielkie Koryciska; A — IRM acquisition curve, B — thermal demagnetization of the 3 axes IRM acquired in the three perpendicular directions in the fields: 0.1T, 0.4T i 1.3T, C — magnetic hysteresis parameters plotted on the Day *et al.* (1977) diagram; SD — single domain field, PSD — pseudosingle domain field, MD — multidomain field, Hcr — coercivity of remanence, Hc — coercivity, Mr — saturation remanent magnetization, Ms — saturation magnetization



Ryc. 4. Właściwości petromagnetyczne wapieni retyku z odsłonięcia Pod Siwiańskimi Turniami; a — krzywa nakładania IRM, b — rozmagnesowanie termiczne IRM nałożonej w trzech prostopadłych kierunkach w polach: 0,1T, 0,4T i 1,3T

Fig. 4. Petromagnetic properties of the Rhaetian limestones from Siwiańskie Turnie; a — IRM acquisition curve, b — thermal demagnetization of the 3 axes IRM acquired in the three perpendicular directions in the fields: 0.1T, 0.4T i 1.3T

nak nie jest obserwowane w utworach pokrywy trzeciorzędowej (Grabowski, 1997a; Marton i in., 1998). Co więcej, w łusce Gładkiego Uplaziańskiego (płaszczowina regłowa dolna) wiek przemagnesowania jest niewątpliwie kredowy, gdyż zostało ono utrwalone przed ostatecznym nasunięciem tej jednostki (Grabowski 1997a). Wreszcie paleoinklination wtórnych kierunków z wierzchowych jednostek parautochtonicznych są zgodne z oczekiwanymi inklinationami dla środkowej i późnej kredy. Akceptując założenie, że utwory mezozoiczne Tatr zostały przemagnesowane w jednym epizodzie, środkowo-późnokredowy/przedeoceński wiek pozostałości wydaje się najbardziej prawdopodobny. W momencie przemagnesowania utwory jednostek Siwej Wody i Korycisk musiały zapaść pod kątem co najmniej 20° w kierunku południowym — tylko przy tym założeniu paleoinklination z tych jednostek będą odpowiadać oczekiwanym inklinationom kredowym lub wczesnotrzeciorzędowym (por. tab. 2 i tab. 3). Po zastosowaniu tej dodatkowej korekcji tektonicznej zmniejszy się również ampli-

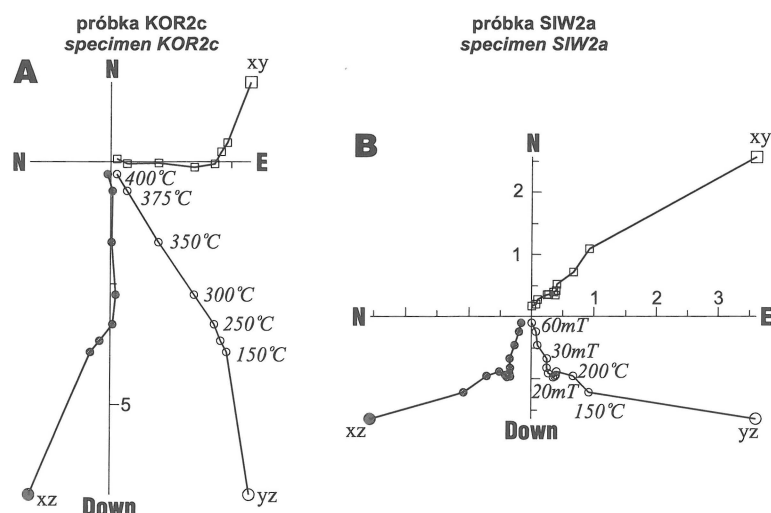
tuda prawoskrętnej rotacji: wyniesie ona ok. $14^\circ (\pm 8^\circ)$ – $61^\circ (\pm 6^\circ)$ względem stabilnej płyty europejskiej oraz $-4^\circ (\pm 8^\circ)$ – $42^\circ (\pm 6^\circ)$ w stosunku do parautochtonu wierzchowego.

Wskaźniki przeobrażenia barwy konodontów (CAI) i gena przemagnesowania

Badania przeobrażenia materii organicznej przeprowadzono na podstawie 42 konodontów uzyskanych z wapieni pogranicza anizyku i lądynu jednostki Furkaski (wapień z Reifling) oraz pojedynczych konodontów z utworów retyku jednostki Siwej Wody (ryc. 2). Oznaczono wartości CAI 2 dla wapieni z Reifling (zakres temperatur 60 – 140°C wg Epstein i in., 1977) oraz CAI 1,5 dla wapieni retyckich jednostki Siwej Wody (zakres temperatur 50 – 90°C wg Epstein i in., 1977). Podobnie niskie wartości CAI są znane z obszaru Północnych Alp Wapiennych ze skał środkowotriasowych, głównie wapieni z Reifling, jednostek należących do tyrolikum (górne jednostki austroalpejskie) (Gawlick i in., 1994).

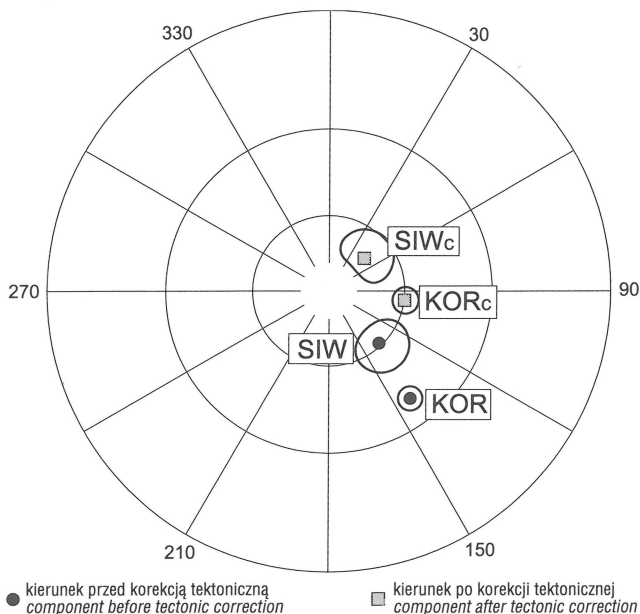
Biorąc pod uwagę czas pogrzebienia osadów zawierających konodonty oraz określone wartości wskaźnika CAI można za pomocą wykresu Arrheniusa (Epstein i in., 1977) obliczyć przybliżone paleotemperature (maksymalne w przypadku minimalnego szacowanego okresu podgrzania i minimalne w przypadku maksymalnego szacowanego okresu podgrzania). Z wykresu Arrheniusa wynika, że wskaźnik CAI 2 odpowiada działaniu temperatury 50°C przez ok. 100 mln lat, 70 – 80°C przez 10 mln lat, lub 110°C przez 1 mln lat. Wartość wskaźnika CAI 1,5 wskazuje na temperatury 50°C przez 10 mln lat lub 60 – 70°C przez 1 mln lat. Badane skały uległy głębokiemu pogrzebieniu i wyniesieniu dwukrotnie: w cyklu mezozoicznym, w pierwotnych basenach sedymentacyjnych usytuowanych na południe od Tatr, oraz w cyklu trzeciorzędowym, związanym z pograżeniem nasuniętych utworów mezozoiku pod nadkładem utworów paleogenu środkowych Karpat. Otrzymane paleotemperature mogą zostać wykorzystane do rekonstrukcji warunków termicznych w północnej części Karpat Centralnych podczas ruchów płaszczowinowych w kredzie i podczas rozwoju basenów trzeciorzędowych.

Obliczenia paleotemperature na podstawie temperatur odblokowujących kierunków paleomagnetycznych opartych na magnetycie przeprowadza się stosując nomogramy Pullaiaha i in. (1975) — dla magnetytu jednodomenowego (SD), lub Middletona i Schmidta (1982) — opracowanego również dla ziarn jednodomenowych, ale wykazującego dobrą zgodność z danymi eksperymentalnymi dla skał wykazujących obecność frakcji wielodomenowej (MD) lub pseudojednodomenowej (PSD) (Kent,



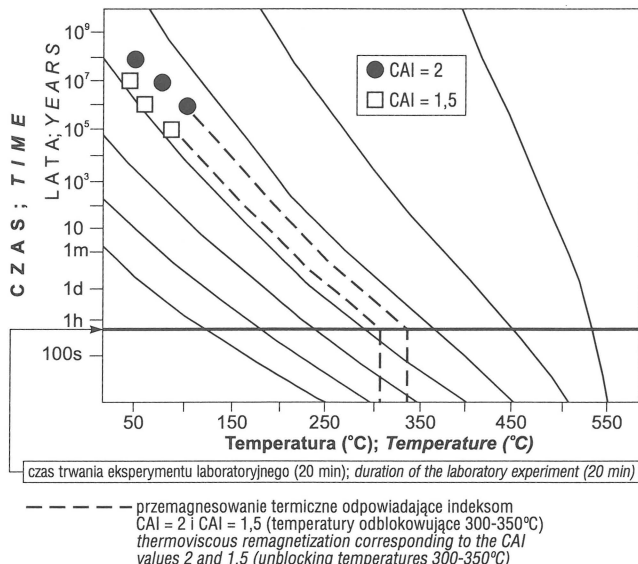
Ryc. 5. Projekcje ortogonalne (diagramy Zijdervelda) typowych ścieżek rozmagnesowania; a — rozmagnesowanie termiczne wapieni anizyku/lądynu z Wielkich Korycisk, b — rozmagnesowanie wapieni retyku z odsłonięcia Pod Siwiańskimi Turniami: termicznie do 250°C a następnie polem zmiennym do 60 mT; x, y, z — płaszczyzny projekcji. Jednostki na osiach odpowiadają 10^{-4} A/m. Oba diagramy w układzie po korekcji tektonicznej

Fig. 5. Orthogonal projections (Zijderveld diagrams) of typical demagnetization paths; a — thermal demagnetization of the Anisian/Ladinian limestones from Wielkie Koryciska, b — demagnetization of the Rhaetian limestones from Siwiańskie Turnie, thermally up to 250°C and with alternating field up to 60 mT; x, y, z — planes of projection, intensity in 10^{-4} A/m. Both diagrams after tectonic correction



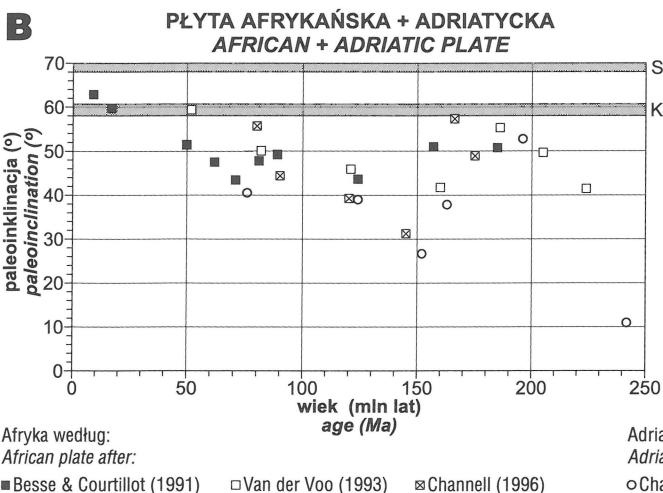
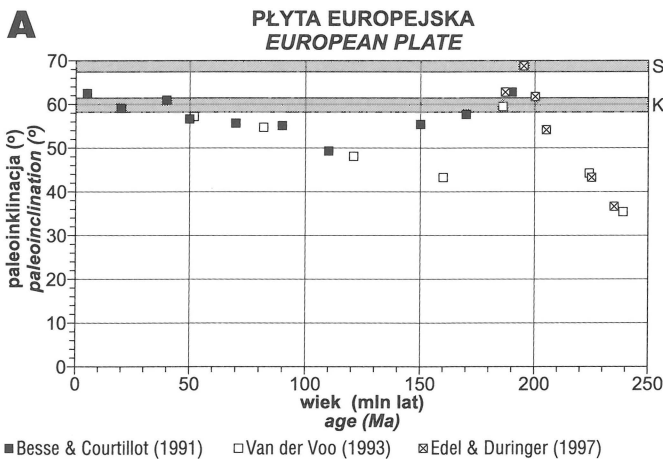
Ryc. 6. Charakterystyczne kierunki paleomagnetyczne z badanych odsłoneń; projekcja stereograficzna na dolną półkulę
Fig. 6. Characteristic paleomagnetic directions from the investigated localities; lower hemisphere stereographic projection

1985; Fruit i in., 1995). Ponieważ ziarna PSD najprawdopodobniej dominują w badanych skałach, rozważania paleotermiczne oparto na diagramie Middletona i Schmidta (1982). Potencjalne namagnesowanie uzyskane w warunkach odpowiadającym indeksom CAI 1,5–2 wykazywałoby maksymalne laboratoryjne



Ryc. 8. Nomogram termicznej aktywacji dla jednodomenowego magnetytu, wg Middletona i Schmidta (1982)
Fig. 8. Thermal activation nomogram for SD magnetite, after Middleton & Schmidt (1982)

temperatury odblokowujące 300–350°C (ryc. 8). Jest to o ponad 50°C mniej niż obserwowana temperatura odblokowująca przemagnesowania późnokredowego w wapieniach z Reifling (400°C). Również retyckie wapienie z jednostki Siwej Wody nie tracą pozostałości magnetycznej w temperaturze 400°C. Przemagnesowanie termiczne o temperaturze odblokowującej 400°C utrwaliłoby się wskutek podgrzania przez 10 mln lat do 150°C, co odpowiadałoby wartościom indeksu CAI 3.



Trzeciorzędowe przemagnesowanie termiczne o maksymalnych temperaturach odblokowujących 400°C opisano niedawno z późnokarbońskiej węglanowej formacji Belden w Kolorado (Banerjee i in., 1997). Skały te przebywały przez kilkadziesiąt mln lat w temperaturach 120–200°C, a więc nieco wyższych niż wapienie triasowe wyższych jednostek regłowych w Tatrach. Należy więc sądzić, że przemagnesowanie skał tatrzańskich w badanych dwóch odsłoneńiach ma charakter chemiczny. Przemagnesowania termicznego nie można jednak wykluczyć w niższych jednostkach tektonicznych np. serii krzanińskiej, a szczególnie w seriach wierchowych, które podczas szarżu kredowego mogły osiągnąć temperaturę 150–200°C. Mechanizmy przemagnesowania chemicznego w wyższych jednostkach regłowych wymagają jeszcze wyjaśnienia. Wydaje się, że istnieje związek czasowy

Ryc. 7. Oczekiwane inklinacje kierunków paleomagnetycznych w Tatrach w mezozoiku i kenozoiku, obliczone na podstawie pozornych wędrówek paleobieguna dla płyt: A — europejskiej, B — afrykańskiej i adriatyckiej
Fig. 7. Expected inclinations of paleomagnetic directions for the Tatra Mts in the Mesozoic and Cenozoic, calculated from apparent polar wander paths for: A — European Plate, B — African and Adriatic Plate

pomiędzy orogenezą kredową a przemagnesowaniem. Sugerowany wcześniej (McCabe & Elmore, 1989) przyczynowy związek pomiędzy migracją rozтворów orogenicznych (Oliver, 1986) a powstawaniem wtórnego magnetytu nie wszędzie został potwierdzony (Elmore i in., 1993). Inne możliwe mechanizmy przemagnesowania to: utlenianie pirytu do magnetytu (np. przez działanie wód meteorycznych), powstawanie wtórnego magnetytu wskutek migracji węglowodorów lub illityzacji smektytu.

Wnioski

1. Wapienie anizyku/ladynu jednostki Furkaski oraz wapienie retyku jednostki Siwej Wody w Tatrach Zachodnich zostały przemagnesowane najprawdopodobniej w późnej kredzie, podczas ruchów płaszczowinowych. Głównym nośnikiem namagnesowania jest magnetyt.

2. Badania indeksu zmiany barwy konodontów (CAI) wykazały wartości CAI 1,5 w wapieniach retyku/ladynu jednostki Furkaski. Wielkości te odpowiadają oddziaływaniu temperatur 50–80°C przez ok. 10 mln lat.

3. Biorąc pod uwagę warunki termiczne, w jakich przebywały badane skały, późnokredowe przemagnesowanie najwyższych jednostek reglowych powinno być zinterpretowane jako przemagnesowanie chemiczne, związane z wytrącaniem autigenicznego magnetytu.

Autorzy są wdzięczni prof. Andrzejowi Gaździckiemu (Instytut Paleobiologii PAN) za wskazanie odkrywki retyku „pod Siwiańskimi Turniami” i udostępnienie konodontów z tych skał. Podziękowania składamy też dyrekcji Tatrzańskiego Parku Narodowego za zezwolenie na prowadzenie badań oraz prof. Zbigniewowi Kotańskiemu (Państw. Inst. Geol.) za uwagi dotyczące niniejszej pracy. Badania zostały sfinansowane z grantu KBN 6P04D 020 11 *Własności petromagnetyczne osadowych skał tatrzańskich.*

Literatura

- BAC-MOSZASZWILI M. 1998 — Budowa geologiczna jednostek reglowych Tatr Zachodnich. Stud. Geol. Pol., 111: 113–136.
- BANERJEE S., ELMORE R.D. & ENGEL M.H. 1997 — Chemical remagnetization and burial diagenesis: Testing the hypothesis in the Pennsylvanian Belden Formation, Colorado. Jour. Geoph. Res., 102, B11: 24 825–24842.
- BESSE J. & COURTILOT V. 1991 — Revised and synthetic apparent polar wander paths of the African, Eurasian, North American and Indian Plates, and true polar wander since 200 Ma. Jour. Geoph. Res., 96, B3: 4029–4050.
- BURCHART J. 1972 — Fission-track age determinations of accessory apatite from the Tatra Mountains, Poland. Earth Planet. Sc. Lett., 15: 418–422.
- CHANNELL J.E.T. 1996 — Paleomagnetism and paleogeography of Adria. [In:] Morris A. & Tarling D.H. (eds) 1996, Paleomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region, Geol. Soc. Spec. Pub., 105: 119–132.
- DAY R., FULLER M. & SCHMIDT V.A. 1977 — Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. Phys. Earth Planet. Int., 13: 260–267.
- EDEL J.B. & DURINGER P. 1997 — The apparent polar wander path of the European Plate in Upper Triassic-Lower Jurassic times and the Lias- the European Plate in Upper Triassic-Lower Jurassic times and the Lias- the European Plate in Upper Triassic-Lower Jurassic times and the Lias- sic intraplate fracturing of Pangea: new paleomagnetic constraints from NW France and SW Germany. Geophys. J. Int., 128: 331–344.
- ELMORE R.D., LONDON D., BAGLEY D., FRUIT D. & GAO G. 1993 — Remagnetization by basinal fluids: Testing the hypothesis in the Viola limestone, southern Oklahoma. J. Geoph. Res. 98, B4: 6237–6254.
- EPSTEIN A. G., EPSTEIN J. B. & HARRIS L. D. 1977 — Conodont Color Alteration— an Index to Organic Metamorphism. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 995: 1–27.
- FRUIT D., ELMORE R.D. & HALGEDAHL S. 1995 — Remagnetization of the folded Belden formation, Northwest Colorado. J. Geophys. Res., 100, B8: 15009–15023.
- GAWLICK H.-J., KRYSZTYN L. & LEIN R. 1994 — Conodont colour alteration indices: Palaeotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps — a general view. Geol. Rundsch., 83: 660–664.
- GAŹDZICKI A. 1978 — Najmłodsze konodonty z retyku reglowego Tatr. Prz. Geol., 26: 257–259.
- GRABOWSKI J. 1997 a — Paleomagnetic results from the cover (High Tatic) unit and nummulitic Eocene in the Tatra Mts (Central West Carpathians, Poland) and their tectonic implications. Ann. Soc. Geol. Pol., 67: 13–23.
- GRABOWSKI J. 1997 b — New paleomagnetic data from Fatricum and Hronicum in the Tatra Mts (Poland) — further evidences for Cretaceous remagnetization in the Central West Carpathians. Prz. Geol., 45: 1074.
- JANAK M. 1994 — Variscan uplift of the crystalline basement, Tatra Mts, Central West Carpathians: evidence from ⁴⁰Ar/³⁹Ar laser probe dating of biotite and P-T-t paths. Geol. Carpath., 45: 293–300.
- KENT D.V. 1985 — Thermoviscous remagnetization in some Appalachian limestones. Geophys. Res. Lett., 12: 805–808.
- KIPFER R. & HELLER F. 1988 — Paleomagnetism of Permian red beds in the contact aureole of the Tertiary Adamello Intrusion (northern Italy). Ph. Earth Planet. Int., 52: 365–375.
- KOTAŃSKI Z. 1955 — Analogie litologiczne triasu tatrzańskiego z triasem wschodnioalpejskim. Roczn. Pol. Tow. Geol., 35: 143–162.
- KOTAŃSKI Z. 1973 — Upper and Middle Sub-Tatic nappe in the Tatra Mts. Bull. Acad. Pol. Sc., 21: 75–83.
- KOTAŃSKI Z. 1985a — Jeszcze raz o płaszczowinie strażowskiej w Tatrach, cz. I. Prz. Geol., 33: 547–553.
- KOTAŃSKI Z. 1985b — Jeszcze raz o płaszczowinie strażowskiej w Tatrach, cz. II. Prz. Geol., 33: 621–628.
- KOTAŃSKI Z. 1996 — History of discovery and age of labyrinthodont remains in the Tatra Mts, Poland. Pr. Muz. Ziemi, 43: 47–52.
- KOTAŃSKI Z., PIOTROWSKA K. & PIOTROWSKI J. 1998 — Objaśnienia do Mapy geologicznej Polski, ark. Tatr Zach., Tatr Wysokie. Państw. Inst. Geol.
- LEFELD J. 1997 — Tektogeneza Tatr. Cykl alpejski. [In:] Lefeld J. & Gaździcki A. (red.). Przew. 68 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Zakopane 2-4X1997: 16–21.
- KOVAČ M., KRÁL J., MARTON E., PLAŠIENKA D. & UHER P. 1994 — Alpine uplift history of the Central Western Carpathians: geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. Geol. Carpath., 45: 83–96.
- MARTON E., TOKARSKI A.K. & MASTELLA L. 1998 — Paleomagnetic results from Tertiary Podhale flysch, Polish West Carpathians. Ann. Geophys. Suppl. I, 16, part I: C112.
- 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.
- MICHALIK J. & GAŹDZICKI A. 1980 — Czy w Tatrach jest płaszczowina strażowska? Prz. Geol., 28: 616–619.
- MIDDLETON M.F. & SCHMIDT P.W. 1982 — Paleothermometry of the Sydney Basin. J. Geophys. Res., 87: 5351–5359.
- NARKIEWICZ K. & NEHRING-LEFELD M. 1993 — Zastosowanie wskaźników CAI w analizie basenów sedymentacyjnych. Prz. Geol., 41: 757–763.
- NEMČOK J. (ed.), BEZAK V., BIELY A., GOREK A., GROSS P., HALOUZKA R., JANAK M., KAHAN S., KOTAŃSKI Z., LEFELD J., MELLO J., REICHWALDER P., RĄCZKOWSKI P., RYKA W., WIECZOREK J. & ZELMAN J. 1995 — Geologická Mapa Tatier (Geological Map of the Tatra Mts), 1 : 50 000. Geol. Ústav Dionýza Štura, Bratislava.
- OLIVER J. 1986 — Fluids expelled tectonically from orogenic belts: Their role in hydrocarbon migration and other geologic phenomena. Geology, 14: 99–102.
- PIOTROWSKI J. 1978 — Charakterystyka mezostrukturalna głównych jednostek tektonicznych Tatr w przekroju Doliny Kościeliskiej. Stud. Geol. Pol., 55: 1–90.
- PULLAIAH G., IRVING E., BUCHAN K.L. & DUNLOP D.J. 1975 — Magnetisation changes caused by burial and uplift. Earth Planet. Sc. Lett., 28: 133–143.
- REJEBIAN V. A., HARRIS A.G. & HUEBNER J. S. 1987 — Conodont color and textural alteration: An index to regional metamorphism, contact metamorphism, and hydrothermal alteration. Geol. Soc. Amer. Bull., 99: 471–479.
- SYMONS D.T.A., SANGSTER D.F. & LEACH D.L. 1995 — A Tertiary age from paleomagnetism for Mississippi Valley-type zinc-lead mineralization in Upper Silesia. Econ. Geol., 90: 782–794.
- VAN DER VOOR R. 1993 — Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Lapetus Oceans. Cambridge University Press.
- ZAWIDZKA K. 1972 — Stratigraphic position of the Furkaska limestone (Choć nappe, the Tatra Mts). Acta Geol. Pol., 22: 459–466.