

# Paleogeografia pienińskiego basenu skałkowego: środkowojurajsko-wczesnokredowa ewolucja na podstawie badań paleomagnetycznych sekwencji Kamenca (Ukraina Zakarpacka)

Marek LEWANDOWSKI<sup>1</sup>, Michał KROBICKI<sup>2</sup>, Bronisław Andrzej MATYJA<sup>3</sup>, Andrzej WIERZBOWSKI<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Institut Geofizyki, Polska Akademia Nauk, ul. Ks. Janusza 64, 01-452 Warszawa;  
e-mail: lemar@igf.edu.pl

<sup>2</sup>Wydział Stratygrafii i Geologii Regionalnej, Akademia Górniczo-Hutnicza, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków;  
e-mail: krobicki@geol.agh.edu.pl

<sup>3</sup>Institut Geologii Podstawowej, Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa;  
e-mail: Matyja@uw.edu.pl; e-mail: Andrzej.Wierzbowski@uw.edu.pl

Badania paleomagnetyczne wapieni środkowej i górnej jury, a także najniższej kredy, z kamieniołomu Kamenec (Ukraina Zakarpacka) pozwoliły na ilościowe ujęcie procesów kelowejsko-oksfordzkiego spredingu i późnojurajskiego zawężania wschodniej części pienińskiego basenu skałkowego.

Sekwencja osadów wapiennych od bajosu do dolnego beriasu ma miąższość 40 m i cechuje się znakomitym stanem odsłonięcia i dostępności dzięki stosowaniu przy eksploatacji pił drutowych. Bliższy opis odsłonięcia dostępny jest w pracach Slavina (1963, 1966) oraz Krobickiego i in. (2003). Sukcesja odsłonięta w Kamencu (zwana też sukcesją kamenecką) charakteryzuje się następnym szeregiem wydzieleni litologicznych (fig. 1): wapieni krynowidowych (A), wapieni mulastych (zespoły B i D), radiolarytów (zespół C), czerwonych wapieni mikrytowych, miejscami bulastych (zespół D/E) oraz różowych wapieni mikrytowych (zespół E). Biostratygrafia omawianych utworów oparta jest na faunie amonitowej oraz kalpionellidach w wyższej części profilu (Krobicki i in. 2003). W obrębie omawianej sukcesji wyróżnia się kilka nieciągłości sedymentacyjnych, z których najważniejsza zaznacza się 860 cm od spągu profilu i przebiega w obrębie zespołu B. Wspomniana powierzchnia wyraża potężny hiatus odpowiadający przedziałowi od środkowego kelowaju po wczesny oksford włącznie i trwający około 6 — 8 mln lat.

Spośród szeregu sukcesji wyróżnianych w obrębie pienińskiego pasa skałkowego na Słowacji,

w Polsce i na Ukrainie, badana sukcesja wykazuje najbliższe pokrewieństwo do sukcesji czorsztyńskiej (Krobicki i in. 2003) powstałej na grzbiecie czorsztyńskim i jego południowym stoku, w północnej części pienińskiego basenu skałkowego. Dalej na południe od grzbietu tworzyły się tzw. sukcesje przejściowe (niedzicka i czertezicka) i sukcesje basenowe (braniska i pienińska); na północ od grzbietu czorsztyńskiego postulowane jest już od wczesnej jury istnienie odrębnego basenu magurskiego (Birkenmajer 1986 i wcześniejsze cytowane tam prace).

W pobranej kolekcji, z blisko 190 zorientowanych próbek paleomagnetycznych, zidentyfikowano trzy charakterystyczne składowe naturalnej pozostałości magnetycznej (ChRM). Składowa V cechuje się maksymalnymi temperaturami blokującymi (T<sub>b</sub>) rzędu 200°C, ma kierunek zbliżony do pola dzisiejszego przed korekcją na upad warstw (*in situ*) i jest interpretowana jako tzw. składowa lepka o genezie współczesnej. Składowa S charakteryzuje się T<sub>b</sub> rzędu 450°C i ma polarność wyłącznie normalną. Ze względu na fakt, że obliczony dla tej składowej paleobiegun (fig. 2) zbliżony jest w dzisiejszej pozycji tektonicznej warstw do późnokredowo-trzeciorzędowych paleobiegunów dla kratonu wschodnioeuropejskiego, składowa S interpretowana jest jako pozostałość o charakterze wtórnym. Składowa P ma polarność mieszaną (zidentyfikowano 23 magnetozony o polarności odwrotnej R — patrz fig. 1), T<sub>b</sub> w zakresie 450°C — 550°C i jest interpretowana jako składowa o genezie pierwotnej.

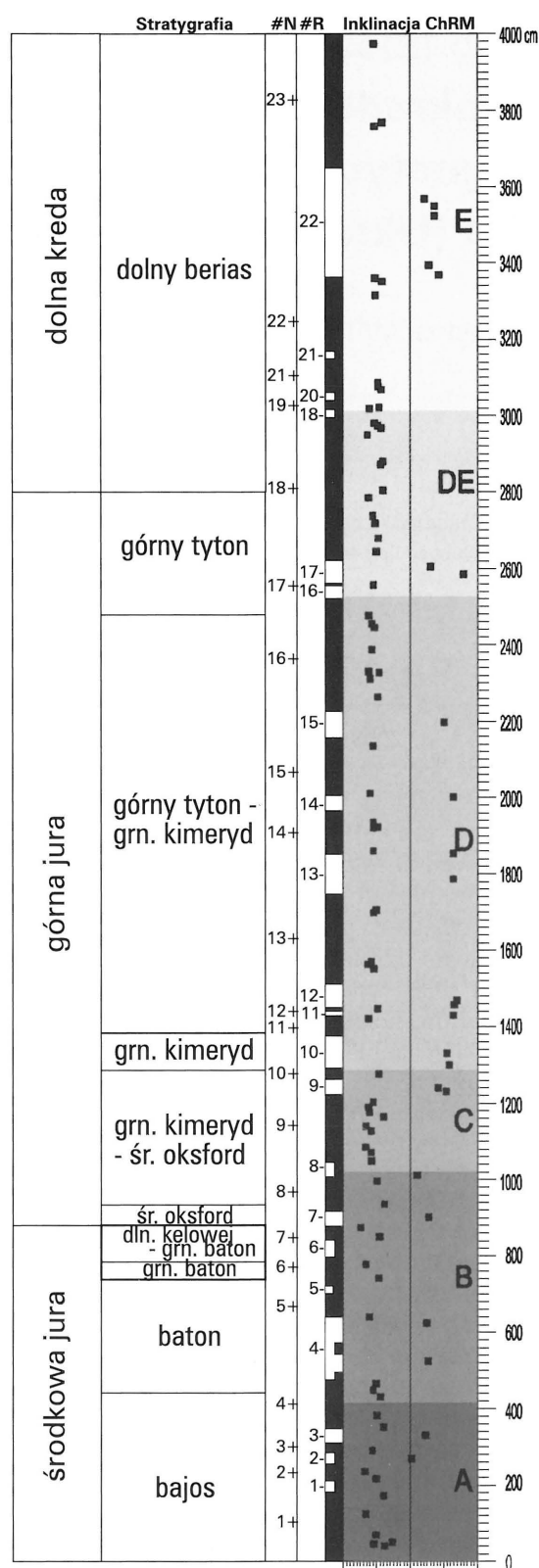


Fig. 1. Magnetostratigrafia profilu Kamenca. #N/#R — numery porządkowe lokalnych magnetozon normalnych/odwrotnych, ChRM — charakterystyczna składowa naturalnej pozostałości magnetycznej.

Paleoszerokość wyznaczona na podstawie inklinacji średniego wektora fiszerowskiego (Fisher, 1953) dla wszystkich wektorów P (przy założeniu osiowego, centralnego dipola geomagnetycznego — ang. GAD) wynosi  $31^{\circ} \pm 3^{\circ}$ , co sytuuje obszar depozycji albo:

— w sektorze rumuńskim południowego stoku Eurazji, jeżeli przyjąć rekonstrukcję Dercourt i in. (2000) dla kimerydu,

— w strefie oceanu Vardar, około 1000 km na południe od dzisiejszej lokalizacji (patrz fig. 3), jeżeli przyjąć za punkt odniesienia rekonstrukcję paleogeograficzną dla górnej jury (anomalia M25 Stampfliego i Borela 2002).

Należy jednak zauważyć, że inklinacja średniego wektora fiszerowskiego obejmuje cały badany przedział czasowy, tj. w tym przypadku okres rzędu 40 mln lat, zacierając subtelny charakter zmian wektora paleomagnetycznego w miarę powstawania sukcesji kameneckiej. W przypadku profilu z Kamenca, gdzie na odcinku 40 m profilu można zidentyfikować 102 pierwotne wektory NRM (77 o polarności normalnej i 25 o polarności odwrotnej), występujące w biostratigraficznie udokumentowanej serii czasowej, zmiany orientacji wektora w krótszych interwałach czasowych można opisać przy pomocy średniej kroczącej. W przyjętej tu procedurze, deklinacje oraz inklinacje ChRM, wraz z odpowiadającymi inklinacjom paleoszerokościami geograficznymi, obliczano dla kolejnych siedmiu wektorów ChRM, wyznaczonych dla siedmiu niezależnie zorientowanych próbek (minimalna ilość dla redukcji błędu orientacji), począwszy od dołu sekwencji w górę, co jedną próbkę. Otrzymane syntetyczne krzywe zmienności badanych wielkości (fig. 4), wyznaczone dla ChRM o polarności normalnej ze względu na większy parametr precyzji niż dla subpopulacji o polarności odwrotnej (por. fig. 2) pozwalają na sformułowanie następujących, podstawowych wniosków:

1. w jurze środkowej do wczesnego keloweju basen znajdował się na szerokości  $41^{\circ} \pm 5^{\circ}$  (na podstawie średniej fiszerowskiej dla magnetozon 1+ do 7+; patrz fig. 2), co na półkuli północnej odpowiadało południowej krawędzi Eurazji (patrz fig. 3);

2. w okresie obejmującym lukę stratygraficzną pomiędzy najniższym kelowejem a dolnym oksfordem (6-8 mln lat), dno basenu zostało odsunięte od kratonu na południe, w środkowym oksfordzie znajdując się na szerokości  $28^{\circ} \pm 6^{\circ}$  (na podstawie średniej fiszerowskiej dla magnetozon 8+ do 10+; patrz fig. 2); prędkość ruchu na południe można oszacować na

| Składowe                               | Pozycja tektoniczna | N   | D(°)  | I(°)  | k    | $\alpha$ (°)                       | $\Phi$ (°)N | $\Lambda$ (°)E | dp(°) | dm(°) | plat(°) |
|--|---------------------|-----|-------|-------|------|------------------------------------|-------------|----------------|-------|-------|---------|
| S                                      | <i>in situ</i>      | 125 | 23    | 64    | 41   | 2                                  | 74          | 114            | 3     | 3     | 46      |
| Pn                                     |                     | 77  | 14.8  | 48.8  | 35.1 | 2.8                                | 68          | 166            | 2     | 4     | 30      |
| Pr                                     |                     | 25  | 171.4 | -43.4 | 8    | 10.9                               | 66          | 223            | 8     | 14    | 25      |
| P(n,r)                                 |                     | 102 | 9     | 48    | 17   | 3.5                                | 70          | 179            | 3     | 5     | 29      |
| P(n),zony 1+ to 7+                     |                     | 21  | 23    | 45    | 38   | 5                                  | 62          | 155            | 4     | 7     | 27      |
| P(n),zony 8+ to 10+                    |                     | 14  | 16    | 55    | 20   | 9                                  | 73          | 155            | 9     | 13    | 35      |
| P(n,r)                                 | po korekcji na upad | 102 | 256   | 50    | 17   | 3.5                                | 14          | 324            | 3     | 5     | 31      |
| P(n),zony 1+ to 7+                     |                     | 21  | 246   | 60    | 37   | 5                                  | 17          | 337            | 5     | 8     | 41      |
| P(n),zony 8+ to 10+                    |                     | 14  | 242   | 47    | 34   | 7                                  | 4           | 333            | 6     | 9     | 28      |
| współrzędne Kamenca: 48°10' N/ 23°05'E |                     |     |       |       |      | azymut upadu/upad warstw: 222°/72° |             |                |       |       |         |

Fig. 2. Parametry kierunkowe i statystyczne wektorów charakterystycznych oraz biegunów paleomagnetycznych dla skał Kamenca. Objasnienia skrótów: N — ilość niezależnie orientowanych próbek; D — deklinacja; I — inklinacja; k — fiszerowski parametr precyzji;  $\alpha$  — półkął rozwarcia stożka ufności na poziomie 95%;  $\Phi$ (°)N/ $\Lambda$ (°)E — szerokość/długość paleobieguny; dp/dm — pótosisie owalu ufności na poziomie 95%; plat. — paleoszerokość.

około 12-16 cm/rok. Warto zauważyć, że podobne w skali i czasie ruchy terranów transdanubijskiego i adriatyckiego postulowane były już wcześniej (patrz Marton 1984, Mauritsch i Marton 1995);

3. w późnej jurze aż do beriasu dno basenu migrowało na północ i we wczesnym beriasie jego odległość do kratonu Eurazji była mniejsza od rozdzielczości metody paleomagnetycznej (w tym wypadku kilkaset km);

4. dno basenu podlegało ustawicznym rotacjom poziomym rzędu 20-30° w całym badanym okresie, przy czym zwroty rotacji były początkowo przeciwne, następnie zgodne i ponownie przeciwne do ruchu wskazówek zegara (patrz fig. 3).

Jak wynika z powyższych wniosków, osady basenu wschodnio-pienińskiego, przynajmniej w części górnójurajskiej, były deponowane w znacznej odległości od kratonu wschodnioeuropejskiego (por. (Channel i Kozur 1997; Golonka 2000, Golonka i in. 2000). Śródkowojurajskie relacje przestrzenne profilu Kamenca są mniej jednoznaczne i ich ocena zależy od przyjęcia referencyjnej mapy paleogeograficznej (por. Dercourt i in. 2000 oraz Stampfli i Borel 2002). Ogólną interpretację paleogeograficzną utrudnia fakt braku solidnej bazy danych paleomagnetycznych dla jury Eurazji (patrz Van der Voo 1993; Torsvik i in. 2001). Polegając na danych Kądziałko-Hofmokl i Kruczyk (1987) oraz Kruczyk i Kądziałko-Hofmokl (1988), a także uwzględniając krzywą wędrówki bieguna Besse i Courtillot (1991) dla tego kontynentu, można oszacować, że Kamenec był położony w środkowej jurze na szerokościach ok.  $38^\circ \pm 3^\circ$  (por. fig. 4). Ponieważ osady środkowojurajskie wskazują na podobną paleoszerokość miejsc depozycji (patrz średnia dla magnetozone 1+ do 7+; fig. 2), pogląd o początkowo bliskim kratonowi usytuowaniu basenu wschodniopienińskiego

wydaje się uzasadniony. W konsekwencji można hipotetycznie przyjąć, że podłoże basenu, paleogeograficznie bliskie kratonowi w jurze środkowej, zostało odsunięte od niego na przełomie jury środkowej i górnej, a następnie dosuwane stopniowo z powrotem, podczas późnej jury i wczesnej kredy.

Proces ostatecznej amalgamacji z kratonem daleki był jednak od zakończenia. Deklinacje paleomagnetyczne całej sekwencji Kamenca układają się w kierunku WSW (po korekcji na upad warstw, fig. 2 i 4), a więc są skręcone około  $100^\circ$  przeciwnie (CCW) lub  $260^\circ$  zgodnie (CW) z ruchem wskazówek zegara względem kierunków oczekiwanych dla współrzędnych geograficznych Kamenca. Oznacza to, że po

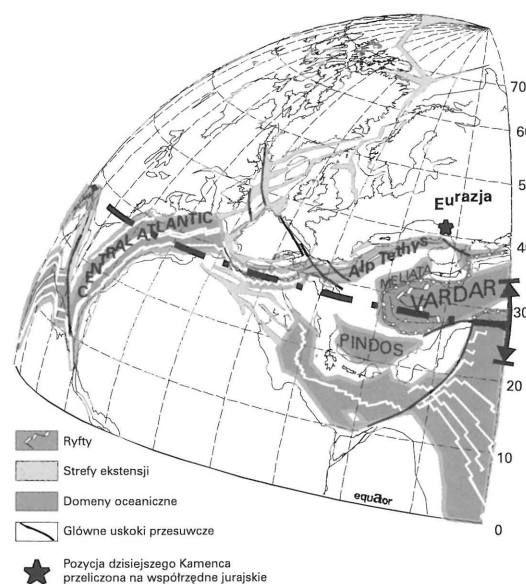


Fig. 3. Rekonstrukcja paleogeograficzna regionu zachodniej Tethys w późnej jurze wg Stampfliego i Borela (2002); uproszczona. Grubą przerywaną linią zaznaczono paleoszerokość Kamenca, obliczona dla wszystkich wektorów P wraz z zaznaczonym strzałkami błędem ufności na poziomie 95%.

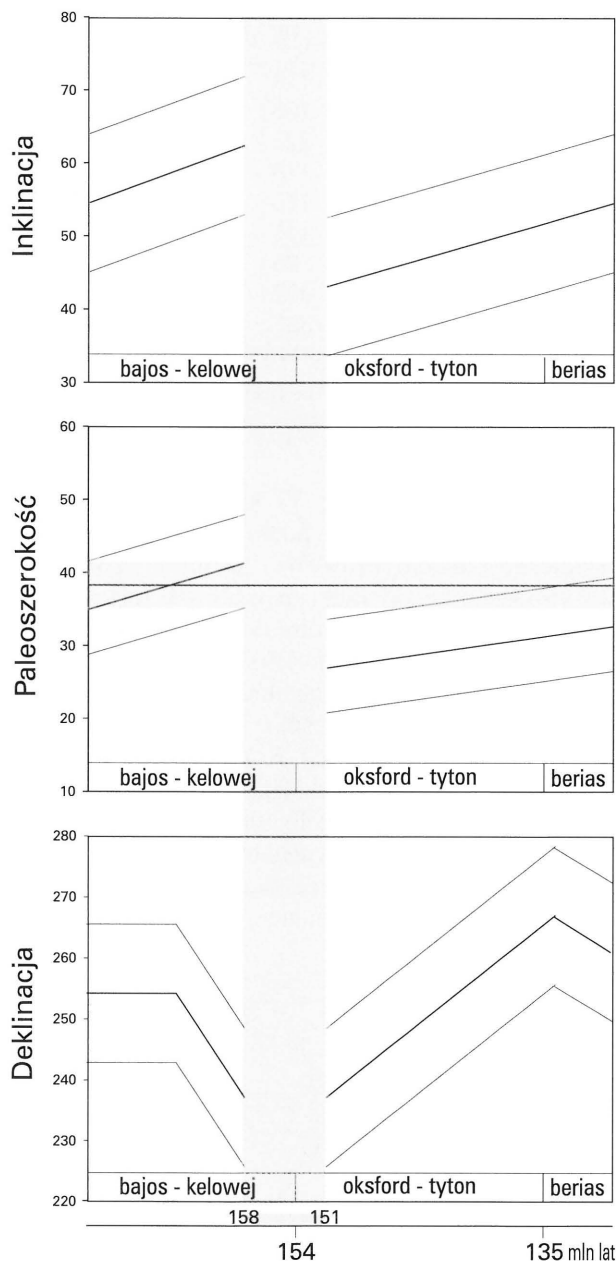


Fig. 4. Schemat zmian inklinacji ChRM, paleoszerokości i deklinacji (gruba linia) dla profilu Kamenca. Linie cienkie wyznaczają obszar błędów na poziomie ufności 95%, poziomy pas na diagramie paleoszerokości określa przedział zmienności dla szerokości referencyjnej Kamenca. Pionowy pas reprezentuje lukę stratygraficzną.

wczesnym beriasie badane skały zostały zrotowane względem osi pionowej, przy czym rotacja ta musiała mieć miejsce przed neogenem, albowiem kierunki wtórnej składowej S są zbliżone w pozycji *in situ* do neogeńskich. Zwrot rotacji nie może być określony na podstawie dostępnych informacji. Należy jednak zauważyć, że aktualne wyniki paleomagnetyczne z Centralnych Karpat Zachodnich (Grabowski i Nemček

1999), z paleogeńskiego basenu Karpat Centralnych (Marton i in. 1999) i Alp Francuskich (Thomas i in. 1999) są interpretowane w kategoriach rotacji CCW.

Przyczynami opisywanych zdarzeń mógł być proces ryftogenezy, połączonej z otwarciem systemu oceanicznego alpejskiej Tethys, a następnie zamykania podrzędnych elementów tego systemu (np. basenu Meliaty, patrz Plasienka 1999, Plasienka i in. 2000), w zgodzie z modelami przedstawianymi przez innych autorów (np. Golonka 2000, Neugebauer i in. 2001, Stampfli i Borrel 2002, Golonka i in. 2003). Rezultaty z Kamenca, jednak po raz pierwszy w sposób tak klarowny, dostarczają danych ilościowych, formułując warunki brzegowe dla interpretacji paleogeograficznych w domenie północnotetydzkiej. Przejawy gwałtownego pogłębienia basenów osadowych wzdłuż północnego szelfu Tethys, obserwowane na przełomie jury środkowej i górnej, są synchroniczne z obserwowanym przez nas ruchem podłoża basenu wschodniopienińskiego na południe, sugerując bezpośrednie związki przyczynowe. Na zakończenie podkreślimy, że jeśli postulowane podobieństwo sukcesji kameńskiej do sukcesji czorsztyńskiej (Krobicki i in. 2003) miałoby wynikać z ich wspólnego położenia na grzbiecie czorsztyńskim, to wyniki z Kamenca implikują także otwarcie basenu (ów) jurajskich na północ od grzbietu czorsztyńskiego, stanowiąc w ten sposób pierwszy dowód na ich istnienie, oparty na przesłankach paleomagnetycznych.

#### Podziękowania

Projekt sponsorowany przez KBN, nr 6 P04D 022 21 oraz Instytut Geofizyki PAN. Dziękujemy Stanisławowi Krugłowowi za pomoc w pracach terenowych oraz Ani Norberciak za prace laboratoryjne.

#### LITERATURA

- Besse, J. i Courtillot, V. 1991. Revised and Synthetic Apparent Wander Paths of the African, Eurasian, North American and Indian Plates, and True Polar Wander Since 200 Ma. *Journal Geophysical Research*, Vol. **96**, (B3), 4029-4050.
- Birkenmajer, K. 1986. Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Studia Geologica Polonica*, Vol. **88**, 7-32.
- Channel, J. E. T. i Kozur, H. W. 1997. How many oceans? Meliata, Vardar and Pindos oceans in Mesozoic Alpine paleogeography. *Geology*, Vol. **25**, 183-186.

- Dercourt, J., Geatani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M. F., Cadet, J. P., Crasquin, S. i Sandulescu, M. 2000. Peri-Tethys palaeogeographical atlas. Commission for the Geological Map of the World, Paris.
- Fisher R. 1953. Dispersion on the sphere. *Proceedings of the Royal Astronomical Society*, Vol. **A217**, 295-305.
- Golonka, J. 2000. Cambrian-Neogene Plate Tectonics Maps. 1-125. Wydawnictwo Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków.
- Golonka, J., Oszczytko, N. i Ślącza, A. 2000. Late Carboniferous Neogene geodynamic evolution and palaeogeography of the circum-Carpathian region and adjacent areas. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, Vol. **70**, 107-136.
- Golonka, J., Krobicki, M., Oszczytko, N., Ślącza, A. i Słomka, T. 2003. Geodynamic evolution and palaeogeography of the Polish Carpathians and adjacent areas during Neo-Cimmerian and preceding events (latest Triassic — earliest Cretaceous). W: McCann, T., and Saintot, A. (red.), Tracing tectonic deformation using the sedimentary record. *Geological Society of London, Special Publications*, Vol. **208**, 138-158.
- Grabowski, J. i Nemček, M. 1999. Summary of Paleomagnetic Data from the Central West Carpathians of Poland and Slovakia: Evidence for the Late Cretaceous-Early Tertiary Transpression. *Physics and Chemistry of the Earth (A)*, Vol. **24**, 681-685.
- Kądziałko-Hofmokl, M. i Kruczyk, J. 1987. Paleomagnetism of Middle-Late Jurassic sediments from Poland and implications for the polarity of the geomagnetic field. *Tectonophysics*, Vol. **139**, 53-66.
- Krobicki, M., Kruglov, S. S., Matyja, B. A., Wierzbowski, A., Aubrecht, R., Bubniak, A. i Bubniak, I. 2003. Relation between Jurassic klippen succession in the Polish and Ukrainian parts of the Pieniny Klippen Belt. *Mineralia Slovaca*, Vol. **35**, 56-58.
- Kruczyk, J. i Kądziałko-Hofmokl, M. 1988. Paleomagnetism of Oxfordian sediments from the halokinetic structure in Kujawy, Central Poland. W: Rocha, R. B. i Soares A. F. (red.), Proc. 2nd International Symposium on Jurassic Stratigraphy, Lisboa, 1151-1178.
- Marton, E. 1984. Tectonic implications of palaeomagnetic results for the Carpatho-Balkan and adjacent areas. W: Dixon, J. E i Robertson, A. H. F. (red.) Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. *Geological Society of London, Special Publication*, Vol. **17**, 645-654.
- Marton, E. i Mauritsch, H. J. 1990. Structural applications and discussion of a paleomagnetic post-Paleozoic data base for the Central Mediterranean. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol. **62**, 46-49.
- Marton, E., Mastella, L. i Tokarski, A. K. 1999. Paleomagnetic results from the Paleogene Podhale Flysh, Inner Carpathians, Poland. *Physics and Chemistry of the Earth*, Vol. **24**, 645-649.
- Mauritsch, H., J. i Marton, E. 1995. Escape models of the Alpine-Carpathian-Pannonian region in the light of palaeomagnetic observations. *Terra Nova*, Vol. **7**, Nr 1, 44-50.
- Neugebauer, J., Greiner, B. i Appel, E. 2001. Kinematics of the Alpine-West Carpathian orogen and palaeogeographic implications. *Journal Geological Society of London*, Vol. **158**, 97-110.
- Plasienska, D. 1999. Tektonochronologia a paleotektonický model jursko-kriedoveho vyvoja Centrálnych Západných Karpat. Veda, Bratislava.
- Plasienska, D., Grecula, P., Putis, M., Kovac, M. i Hovorka, D. 2000. Ewolution and structure of the Western Carpathians: an overview. W: Grecula, P., Hovorka, D. i Putis, M. (red), Geological evolution of the Western Carpathians. Geocomplex. Bratislava.
- Slavin, W. J. 1963. Triasovje i jurskie otkozenija Vostoczných Karpat i pannonskogo srednego massiva. Gosgeoltechizdat. Moskva.
- Slavin, W. J. 1966. Jurskaja sistema. W: Siemienienco, N. P. i in. (red). *Geologija SSSR, Karpaty*, Vol. **48**, 77-92.
- Stampfli, G. M. i Borel, G. D. 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. **196**, 17-33.
- Thomas, J. C., Claudel, M. E., Collombet, M., Tricart, P., Chauvin, A. i Dumont, T. 1999. First paleomagnetic data from the sedimentary cover of the French Penninic Alps: Evidence for tertiary counterclockwise rotations in the western Alps. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. **171**, 561-574.
- Torsvik, T. H., Van der Voo, R., Meert, J. G., Mosar, J. i Walderhaug, H. J. 2001. Reconstructions of the continents around the North Atlantic at about the 60th parallel. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. **187**, 55-69.
- Van der Voo, R. 1993. Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans. 1-411. Cambridge University Press, Cambridge.

