

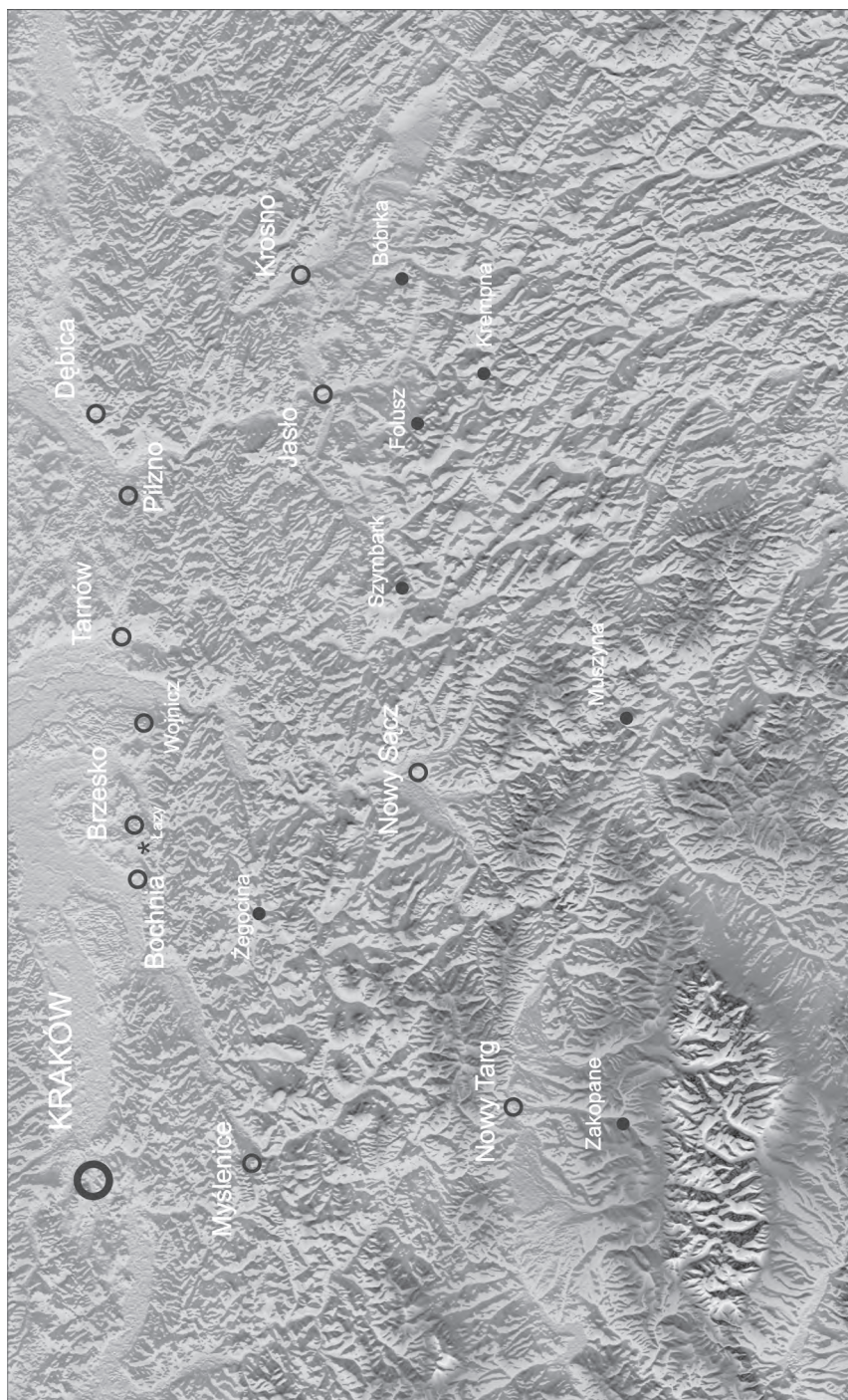
**EWOLUCJA STRUKTURALNA
ZEWNĘTRZNYCH KARPAT ZACHODNICH
WPROWADZENIE DO SESJI TERENOWEJ**

WITOLD ZUCHIEWICZ

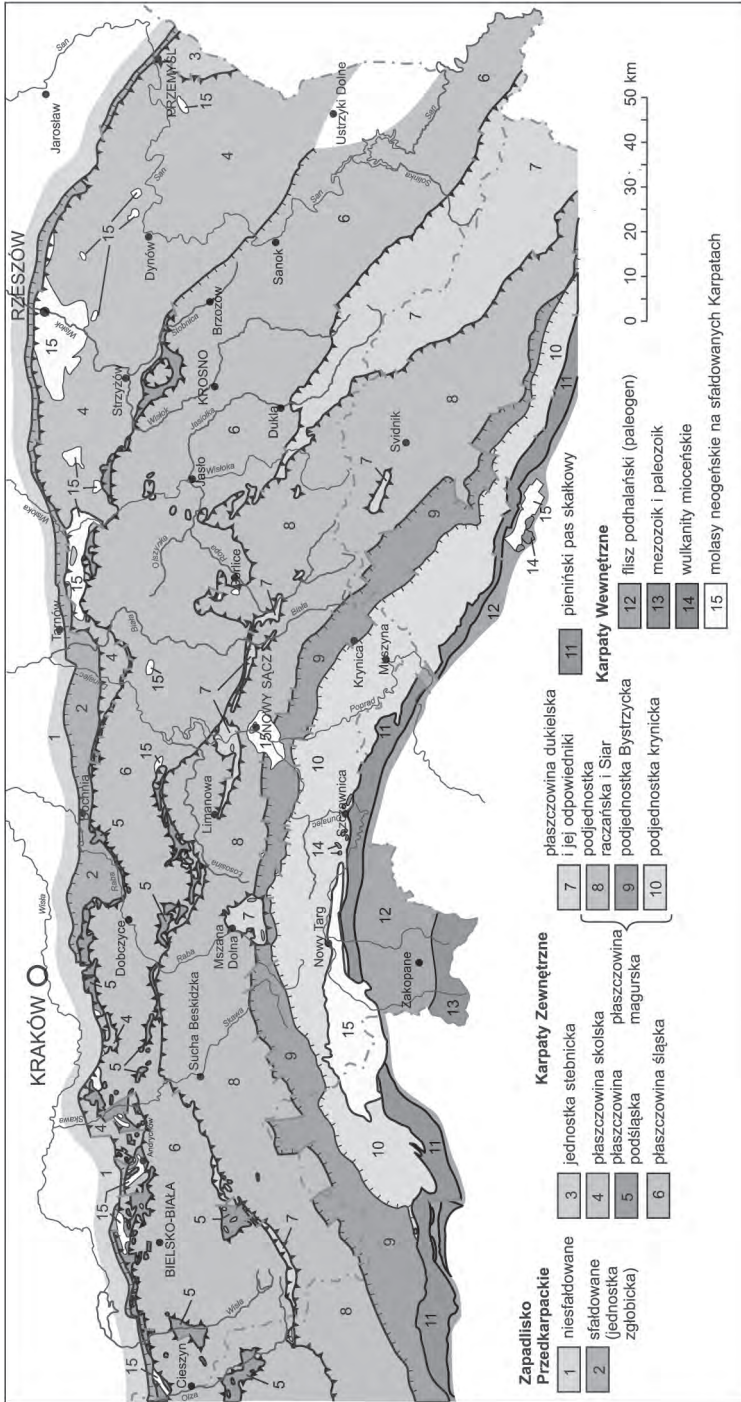
Trasa konferencji terenowej przecina główne jednostki tektoniczne zapadliska przedkarpackiego i zewnętrznych Karpat Zachodnich (ryc. 1, 2).

Karpaty zewnętrzne są częścią pasma fałdowo-nasuwczego o długości blisko 1300 km, rozciągającego się między Lasem Wiedeńskim a Żelaznymi Wrotami. Pasmo to jest zbudowane w polskim segmencie z szeregu nasuniętych na siebie płaszczowin o wergencji generalnie północnej (ryc. 2). Od Karpat wewnętrznych oddziela je neogeński szew pienińskiego pasa skałkowego, ograniczony od południa i północy przez uskoki przesuwcze (Książkiewicz 1972, Birkenmajer 1986). Karpaty zewnętrzne są zbudowane z utworów wieku późnojurajsko-wczesnomiocenkiego, w zdecydowanej większości silikoklastycznych turbidyków. Baseny zewnętrznokarpackie, o sekwencjach osadowych odpowiadających utworzonym później kolejnym jednostkom tektonicznym, reprezentowały szczątkowe baseny oceaniczne, które rozwijały się między kolidującymi ze sobą płytą europejską i śródoceanicznymi łukami wyspowymi (Oszczypko 1999). Niezależnymi basenami sedymentacyjnymi były jedynie: magurski, śląski oraz skolski, podczas gdy obszar depozycji podśląskiej tworzył w późnej kredzie-eocenie wzniesienie podmorskie między basenami skolskim i śląskim, a obszar dukielski reprezentował strefę przejściową między basenami magurskim i śląskim (Oszczypko 1995, 2004 oraz literatura tam cytowana).

Płaszczowiny Karpat zewnętrznych przyjęto dzielić na trzy grupy (por. Książkiewicz 1972, Oszczypko 2004): (1) brzeżną, złożoną ze sfałdowanych skał miocenkich, obejmującą jednostki: Pouzdrany w Czechach, borysławsko-pokucką na Ukrainie oraz stebnicką (samborską) i zgłobicką w Polsce, nasunięte na miocen autochtoniczny zapadliska przedkarpackiego; (2) średnią (reprezentującą wczesno-środkowomiocenską



Ryc. 1 Numeryczny model terenu fragmentu Karpat Zachodnich (na podstawie "Model...")



Ryc. 2 Szkic geologiczny Karpat polskich (wg Żytko i in. 1989)

pryzmę akrecyjną mołdawidów), obejmującą jednostki grupy przedmagursko-dukielskiej oraz płaszczowiny śląską, podśląską i skolską; a także (3) magurską (reprezentującą późnooligoceno-wczesnomioceną pryzmę akrecyjną), złożoną z łusek: krynickiej, bystrzyckiej, raczańskiej i Siar. Jednostka magurska jest płasko nasunięta na jednostki grupy średniej. Poszczególne jednostki ujawniają zróżnicowane następstwo facji i różne grubości pokrywy osadowej (śląska 3-5 km, skolska 3-3,8 km, podśląska 1 km, dukielska 2,3-2,5 km, magurska 2,5-3,5 km; por. Poprawa i in. 2002). Płaszczyzny odklucia kolejnych płaszczowin znajdują się w różnych poziomach stratygraficznych: w spągu turońsko-senońskich łupków pstrych w płaszczynie magurskiej, w spągu senonu w grupie przedmagurskiej oraz w czarnych łupkach górnokredowych w jednostkach grupy średniej (por. Oszczytko 1995, 1998, 2004).

Przed- i synorogeniczna ewolucja basenów zewnętrzno-karpackich obejmowała następujące etapy (por. Oszczytko 2004): otwarcie basenów i post-ryftową subsyduencję w środkowej jurze – wczesnej kredzie, inwersję w późnej kredzie – paleocenie, subsyduencję w paleocenie – środkowym eocenie oraz synorogeniczne zamykanie basenów w późnym eocenie – wczesnym miocenie. Czynnikiem napędowym subsyduencji tektonicznej były procesy termiczne syn- i postrytowe oraz obciążenie nasunięciami płaszczowinowymi wywołanymi przez subdukcję. Proces fałdowania Karpat zewnętrznych został zapoczątkowany u schyłku paleocenu na granicy pienińskiego pasa skałkowego i basenu magurskiego, a zakończony we wczesnym burdygale w północnej części basenu krośnieńskiego. Rezydualny basen fliszowy został ostatecznie zamknięty w trakcie zapoczątkowanego w środkowym burdygale (późnym ottnangu) fałdowania i wypiętrzania Karpat zewnętrznych, dzięki kolizji płyty europejskiej z mikroplytami (blokami) Alcapa i Tisza-Dacia. Procesom tym towarzyszyły ruchy nasuwcze ku NE i formowanie ugięcia fleksuralnego na przedpolu orogenu - zapadliska przedkarpackiego, kontynuujące się do późnego miocenu. Współczesny brzeg Karpat osiągnął swoje obecne położenie w trakcie ruchów następujących po sarmacie (Wójcik i in. 1999, Oszczytko 1999, 2004).

Na zerodowanych Karpatach zewnętrznych występują płaty osadów badeńsko-sarmackich (“zatoki” rzeszowska i pilzneńska, Kotlina Sądecka, Kotlina Iwkowej i in.), reprezentujące zapis transgresji morskiej wkraczającej ku południowi z zapadliska przedkarpackiego (Oszczytko 1995). Ślodka wodne i lądowe osady najwyższego badenu – środkowego pliocenu wypełniają basen Kotliny Orawsko-Nowotarskiej, usytuowany na styku Karpat wewnętrznych i zewnętrznych. Obszar ten wykazywał długotrwałe, aczkolwiek zróżnicowane tendencje do obniżania, także w najmłodszym czwartorzędzie.

Pod nasuniętymi płaszczowinami Karpat zewnętrznych znajdują się utwory platformy epiwaryscyjskiej oraz jej permsko-mezozoicznej pokrywy, przykryte niezgodnie przez molasy miocenne (Oszczytko 1995, 1998 oraz literatura tam cytowana). Struktura podłoża uformowała się ostatecznie w okresie późnoalpejskiej kolizji kontynentalnej. Platforma europejska dzieli się na tym obszarze na blok górnośląski na zachodzie oraz blok małopolski na wschodzie, rozdzielone przez strefę uskokową Kraków–Lubliniec, wykazującą ruchy przesuwcze od paleozoiku po czwartorzęd (Żaba 1999). W rozpoznanej wierceniach części Karpat głębokość do podłoża platformowego wynosi od kilkuset metrów do ponad 7 km (wiercenie Kuźmina-1; Oszczytko 1998). W Karpatach zewnętrznych wykryto badaniami magnetotellurycznymi wysokooporowy horyzont, korelowany

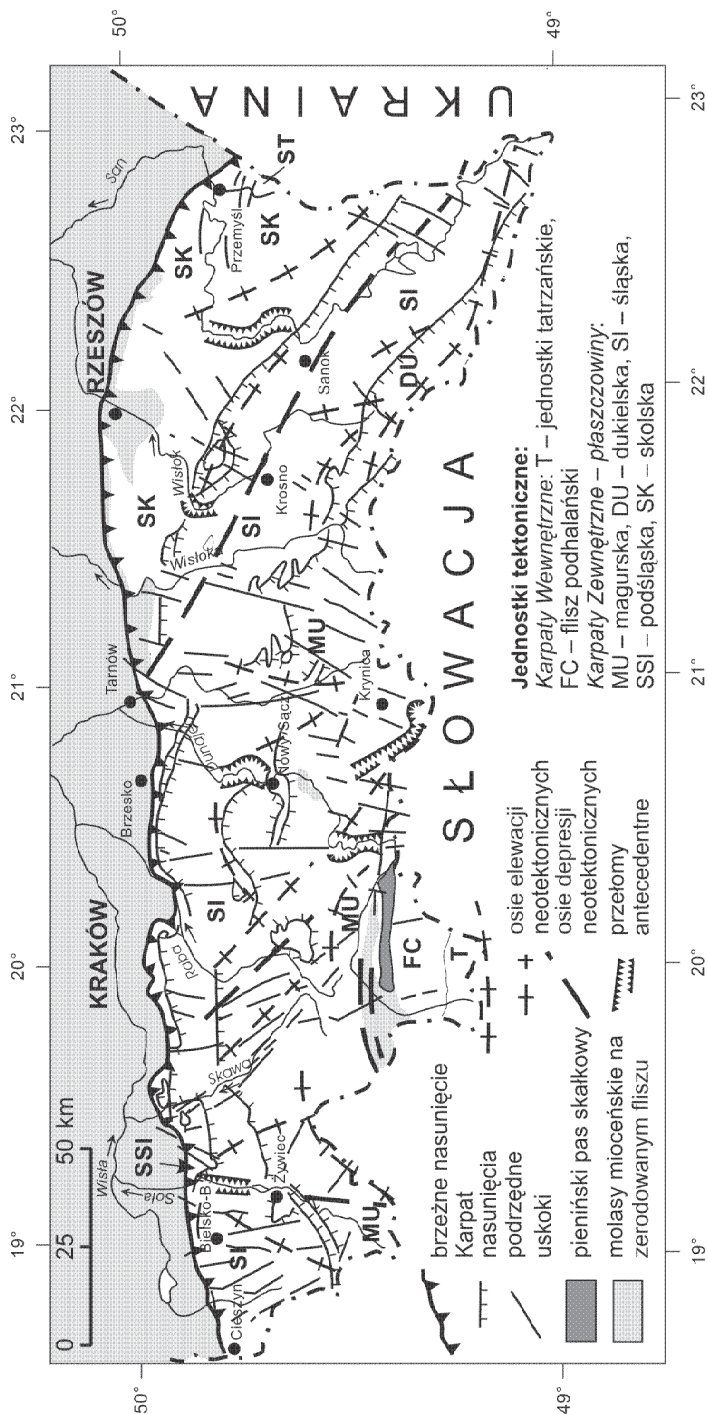
z podłożem krystalicznym (Ryłko, Tomasz 1995; Żytko 1997). Jego strop zaznacza się na głębokości od 3-5 km w brzeżnej części Karpat do 15-20 km w obszarze depresji podłoża oraz do 8-12 km w wyniesionej strefie południowej (Oszczypko 2004).

Karpaty fliszowe są nasunięte są na utwory dolno- i środkowomiocenijskie zapadliska przedkarpackiego. Powierzchnia nasunięcia karpackiego została rozpoznana licznymi głębokimi wierceniami w pasie o szerokości około 20-30 km. Powierzchnia ta jest regularna i zapada łagodnie ku południowi (3,5° w części zachodniej do 10° w segmencie wschodnim), do 5-6 km na południe od Żywca, 6-7 km w rejonie Nowego Targu oraz 10-15 km w Bieszczadach (Oszczypko, Tomasz 1985, Żytko i in. 1989, Oszczypko 1995).

Jak już wspomniano, główne elementy strukturalne Karpat zewnętrznych zostały uformowane w paleogenie i neogenie, kiedy to badany obszar był pryzmą akrecyjną związaną ze skierowaną ku południowi subdukcją płyty eurazjatyckiej pod blok Alcapa (Tomek, Hall 1993, Oszczypko 1998, Fodor i in. 1999). Subdukcja płyty eurazjatyckiej pod Alcapę w paleocenie i wczesnym miocenie wywołała synsedymantacyjne ruchy fałdowe i nasuwce o wergencji NW do NNW (Decker i in. 1999). Etap ten został zastąpiony w miocenie przez wielkoskalową prawoskrętną rotację regionalnego pola naprężeń (Aleksandrowski 1985, Decker, Peresson 1996), względnie lewoskrętną rotację Karpat Zachodnich (Márton i in. 1999), stowarzyszone z nasunięciami pozasekwencyjnymi o wergencji NE i powstaniem uskoku przesuwczego o rozciągłości równoległej do osi fałdów regionalnych (Decker i in. 1999). Ostatni etap ruchów nasuwczych czoła Karpat zewnętrznych zaznaczył się przypuszczalnie jeszcze po pannonie (Wójcik i in. 1999). Współczesne ruchy nasuwce wywołujące lokalne wypiętrzenie udokumentowano jedynie w najbardziej zachodnim, czeskim segmencie zapadliska przedkarpackiego (por. Leichmann, Hejl 1996).

Postorogeniczny kolaps w późnym miocenie spowodował powstanie szeregu zespołów uskoku normalnych (por. Zuchiewicz i in. 2002). Niektóre z nich zostały uaktywnione ponownie w pliocenie i czwartorzędzie. Można zatem sądzić, że po zakończeniu paleogeńsko-miocenijskiej subdukcji i kolizji rozwój strukturalny polskich Karpat zewnętrznych dokonywał się głównie w reżimie ekstensyjnym. W obrębie kotlin śródgórskich ekstensja ta przetrwała do późnego czwartorzędzie (por. dyskusję w Zuchiewicz i in. 2002).

Neotektoniczna (pliocenijsko-czwartorzędowa) aktywność polskich Karpat zewnętrznych przejawiała się w: deformacjach pliocenijskich i wczesnoczwartorzędowych powierzchni częściowego zrównania, spaczeniu i pochyleniu cokołów skalnych czwartorzędowych teras rzecznych, zróżnicowanym tempie rozcinania cokołów skalnych jednowiekowych teras rzecznych w obrębie różnych jednostek fizjograficznych, wzmożonej akumulacji w obniżanych zapadliskach śródgórskich oraz zachodniej części zapadliska przedkarpackiego, powstaniu nielicznych czwartorzędowych uskoku normalnych w osadach stokowych i rzecznych, jak również umiarkowaną sejsmicznością w południowej części badanego obszaru (Zuchiewicz 1995, 1998; Guterch, Lewandowska-Marciniak 2002). Przejawem zjawisk paleosejsmicznych są często spotykane w czwartorzędowych osadach rzecznych spękane klasty (por. Tokarski, Świerczewska 2003). Rozmiary czwartorzędowego wypiętrzenia przekroczyły 100 m w osiowej części Beskidu Sądeckiego (por. Zuchiewicz 1995).



Ryc. 4 Szkic neotektoniczny Karpat polskich (wg Zuchiewiczza 1995, 1998)

Strefy wykazujące tendencje wypiętrzające są stosunkowo wąskie, a układają się subrównolegle do czoł głównych nasunięć i złuskowanych fałdów (ryc. 3, 4). Kulisowy układ tych stref, nieco odmienny w zachodniej i wschodniej części Karpat zewnętrznych zdaje się sugerować obecność młodych ruchów lewoprzesuwczych wzdłuż strefy uskokowej Kraków-Lubliniec w podłożu nasuniętych płaszczowin karpackich (por. Zuchiewicz i in. 2002). We wschodniej części Karpat zewnętrznych niektóre z podnoszonych struktur wkraczają w obręb zapadliska przedkarpackiego, układając się kulisowo względem biegu brzeżnego nasunięcia Karpat, a subrównolegle do orientacji strefy Teisseyre'a-Tornquista. Niewielka szerokość (15-25 km) i znaczna długość (100-250 km) omawianych struktur oraz ich prawie równoległe ułożenie względem rozciągłości nasunięć pozwoliło na wysunięcie hipotezy (Zuchiewicz 1995, 1998) o plio-czwartorzędowej roli naprężeń poziomych w obrębie płaszczowin karpackich. Taką hipotezę zdają się potwierdzać wyniki analiz współczesnego pola naprężeń (Jarosiński 1999) oraz wstępne wyniki powtarzanych kampanii GPS (Hefty 1998).

LITERATURA

- Aleksandrowski P., 1985, *Interference fold structure of the Western Flysch Carpathians in Poland*, [w:] *Proc. Reports, XIIIth Congress Carpatho-Balkan Geol. Assoc., Cracow, Poland*, Geol. Inst., Pt. I, 159-162.
- Birkenmajer K., 1986, *Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians*, *Studia Geol. Polon.*, 88, 7-32.
- Decker K., Peresson R., 1996, *Tertiary kinematics in the Alpine Carpathian-Pannonian system: links between thrusting, transform faulting and crustal extension*, [w:] G. Wessely, W. Liebl (red.), *Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe*, EAGE London, Spec. Publ., 5, 69-77.
- Decker K., Tokarski A. K., Jankowski L., Kopciowski R., Nescieruk P., Rauch M., Reiter F., Świerczewska A., 1999, *Structural development of Polish segment of the Outer Carpathians (eastern part)*, [w:] K. Decker et al. (red.), *5th Carpathian Tectonic Workshop – Poprad – Szymbark, 5-9th June, 1999*, Kraków, 26-29.
- Fodor L., Csontos L., Bada G., Györfi I., Benkovics L., 1999, *Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of palaeostress data*, [w:] B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath, M. Seranne (red.), *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*, Geol. Soc. London, Spec. Publ., 156, 295-334.
- Guterch B. Lewandowska-Marciniak H., 2002, *Seismicity and seismic hazard in Poland*, *Folia Quaternaria*, 73, 85-99.
- Hefty J., 1998, *Estimation of site velocities from CEGRN GPS campaigns referred to CERGOP reference frame*, *Publs. Warsaw Tech. Univ., Inst. Geod. Geodetic Astron.*, 9, 39, 67-79.
- Jarosiński M., 1999, *Badania współczesnych naprężeń skorupy ziemskiej w głębokich otworach wiertniczych w Polsce metodą analizy struktur breakouts*, *Instr. Met. Bad. Geol.*, 56, 1-147.
- Książkiewicz M., 1972, *Karpaty*, [w:] W. Pożaryski (red.), *Budowa geologiczna Polski*, t. IV, *Tektonika*, cz. 3, Wyd. Geol., Warszawa, 1-228.
- Leichmann J., Hejl E., 1996, *Quaternary tectonics at the eastern border of the Bohemian massif: new outcrop evidence*, *Geol. Mag.*, 133, 103-105.

- Márton E., Tokarski A. K. & Galicia T. Group, 1999, *Northward migration of north ALCAPA boundary during Tertiary accretion of the Outer Carpathians - paleomagnetic approach*, Romanian J. Tect. Reg. Geol., 77, Suppl. 1, 22.
- Model powierzchni terenu Polski opracowany na podstawie danych SRTM-3 (NASA)*. <http://www.geo.uw.edu.pl/zasoby/>
- Oszczypko N., 1995, *Budowa geologiczna*, [w:] J. Warszyńska (red.), *Karpaty polskie*, Uniwersytet Jagielloński, Kraków, 15-22.
- Oszczypko N., 1998, *The Western Carpathian Foredeep - development of the foreland basin in front of the accretionary wedge and its burial history (Poland)*, Geol. Carpathica, 49, 415-431.
- Oszczypko N., 1999, *From remnant oceanic basin to collision-related foreland basin - a tentative history of the Outer Western Carpathians*, Geol. Carpathica, 50, Spec. Issue, 161-163.
- Oszczypko N., 2004, *The structural position and tectonosedimentary evolution of the Polish Outer Carpathians*, Prz. Geol., 52, 8/2, 780-791.
- Oszczypko N., Tomasz A., 1985, *Tectonic evolution of marginal part of the Polish Flysch Carpathians in the Middle Miocene*, Kwart. Geol., 29, 109-128.
- Poprawa P., Malata T., Oszczypko N., 2002, *Ewolucja tektoniczna basenów sedymentacyjnych polskiej części Karpat Zewnętrznych w świetle analizy subsyduencji*, Prz. Geol., 50, 1092-1108.
- Ryłko W., Tomasz A., 1995, *Morphology of consolidated basement of the Polish Carpathians in the light of magnetotelluric data*, Geol. Quart., 39, 1-16.
- Starkel L., 1991, *Rzeźba terenu*, [w:] I. Dynowska, M. Maciejewski (red.), *Dorzecze górnej Wisły*, część I. PWN, Warszawa-Kraków, 42-54.
- Tokarski A. K., Świerczewska A., 2003, *Quaternary tectonic activity of the Bystrica overthrust in the Nowy Sącz area (Outer Carpathians, Poland)*, [w:] W. Zuchiewicz (red.), *Mater. V Ogólnopol. Konf. "Neotektonika Polski – Neotektonika a morfotektonika: metody badań"*, Kraków, 26-27.09.2003, Komisja Neotektoniki Kom. Badań Czwart. PAN, ING UJ, Galicia T. Group, Kraków, 67-69.
- Tomek Č., Hall J., 1993, *Subducted continental margin imaged in the Carpathians of Czechoslovakia*, Geology, 21, 535-538.
- Wójcik A., Szydło A., Marciniak P., Nescieruk P., 1999, *The folded Miocene of the Andrychów region*, Biul. Państw. Inst. Geol., 387, 191-195.
- Zuchiewicz W., 1995, *Selected aspects of neotectonics of the Polish Carpathians*, Folia Quaternaria, 66, 145-204.
- Zuchiewicz W., 1998, *Quaternary tectonics of the Outer West Carpathians, Poland*, Tectonophysics, 297, 121-132.
- Zuchiewicz W., Tokarski A. K., Jarosiński M., Márton E., 2002, *Late Miocene to present day structural development of the Polish segment of the Outer Carpathians*, [w:] S. A. P. L. Cloetingh, F. Horváth, G. Bada, A. C. Lankreijer (red.), *Neotectonics and Surface Processes: the Pannonian Basin and Alpine/Carpathian System*, EGU Stephan Mueller Special Publication Series, 3, 185-202.
- Żaba J., 1999, *The structural evolution of Lower Palaeozoic succession in the Upper Silesia Block and Malopolska Block border zone (Southern Poland)*, Pr. Państw. Inst. Geol., 166, 1-162.
- Żytko K., 1997, *Electrical conductivity anomaly of the Northern Carpathians and the deep structure of the region*, Ann. Soc. Geol. Polon., 67, 25-43.

Żyto K., Zając R., Gucik S., Ryłko W., Oszczytko N., Garlicka I., Nemčok J., Eliaš M., Menčík E., Stranik Z., 1989, *Map of the tectonic elements of the Western Outer Carpathians and their foreland 1: 500 000*, [w:] D. Poprawa, J. Nemčok (red.), *Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and their Foreland*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Witold Zuchiewicz
Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego,
ul. Oleandry 2A,
30-063 Kraków;
e-mail: witold@ing.uj.edu.pl