

Popękane klasty w stożku Domańskiego Wierchu: przyczynek do rekonstrukcji ewolucji pola naprężeń w rejonie Kotliny Orawskiej (Karpaty) podczas neogenu i czwartorzęd

Antoni K. Tokarski*, Witold Zuchiewicz**



Fractured clasts in the Domański Wierch series: Contribution to structural evolution of the Orawa Basin (Carpathians, Poland) during Neogene through Quaternary times

Summary. Orawa Basin is an intramontane basin filled by fresh water

Neogene and Quaternary strata. Part of the basin fill is the Upper Miocene–Pliocene Domański Wierch series. Within the series, clasts (up to 1.3 m across) are commonly fractured. In particular exposures, these fractures occur as a single set of extensional joints or as two sets of shear fractures conjugated under small dihedral angle. The fractures were formed due to regional stress field with the maximum stress axis (σ_1) horizontal and trending NE to NNE. It follows from the analysis of tectonic deformation in the Orawa Basin substratum, that a similarly oriented stress field occurred in the discussed area during Middle Miocene time. Moreover, results of breakout analysis in the area indicate that similarly oriented stress field occurs there at Present. It is concluded therefore, that the stress arrangement within the Orawa Basin region has not undergone significant rotations, since Middle Miocene times. This stress arrangement has been characterized by horizontal σ_1 trending NE to NNE.

O ile się orientujemy, po raz pierwszy wyniki analizy tektonicznej spękań przecinających klasty przedstawił Kupsch (1955). Autor ten studiował spękania tnące bloki tkwiące w plejstocenijskich drumlinach. Jego zdaniem (Kupsch, 1955, 1965) spękania te powstały w wyniku nacisku lodowca, a ich orientacja jest związana z dedukowanym kierunkiem ruchu lodu.

Nieco później, orientację spękań tnących klasty zaczęto wykorzystywać dla rekonstrukcji orientacji paleonaprężeń przy regionalnych analizach tektonicznych (Ramsay, 1962, 1964; Ramsay & Sturt, 1970; Petit i in., 1985; Tapponnier i in., 1986; Decker & Peresson, 1996). Na szczególną uwagę zasługują opracowania Ramsaya (1962, 1964), w których wykorzystano orientację spękań w klastach jako argumentu rozstrzygającego w dyskusji o naturze Highland Boundary Fault.

W zdecydowanej większości opisanych obiektów, tektonicznie popękane klasty występują w bezpośrednim sąsiedztwie uskoków (Ramsay 1962, 1964; Tapponnier i in., 1986; Eidelman & Reches, 1992; Carbon i in., 1995; Decker & Peresson, 1996). Na zbieżność tą już kilkakrotnie zwrócono uwagę (Ramsay, 1964; Tanner, 1976; Lamb & Bibby, 1989).

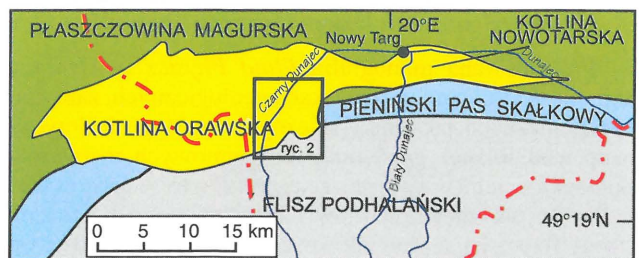
Spękania tektoniczne tnące klasty grupują się zazwyczaj w wyraźne zespoły. W poszczególnych obiektach spękania te występują jako: (a) wyłącznie spękania ekstensyjne (Eidelman & Reches, 1992), (b) spękania ekstensyjne i ścięciowe (Ramsay, 1962, 1964; Ramsay & Sturt, 1970), (c) drobne uskoki (Petit i in., 1985; Tapponnier i in., 1986; Arlhac i in.,

1987), bądź (d) spękania ekstensyjne i drobne uskoki (Jerzykiewicz, 1985). Wyjątkowo, Arlhac i in. (1987) opisali spękania tektoniczne nie tworzące zespołów.

Wydaje się, że rodzaj spękań tektonicznych przecinających klasty może być zależny od litologii klastów (Ramsay, 1964) oraz od stopnia ich upakowania. Wyrażono pogląd, że przy słabym stopniu upakowania klastów spękania tektoniczne bądź nie powstaną w ogóle (Tanner, 1976) lub też powstaną wyłącznie spękania ekstensyjne (Ramsay, 1964).

Eidelman & Reches (1992) wnioskują, że spękania w klastach mogą się tworzyć wyłącznie na głębokości kilkuset metrów lub większej. Wnioskowi temu przeczą spostrzeżenia Tannera (1976), który obserwował spękanie klasty zaledwie 4 m poniżej górnej powierzchni czwartorzędowego stożka napływowego.

Znaczenie tektonicznych spękań tnących klasty dla regionalnej analizy paleonaprężeń polega na tym, że zarówno spękania ekstensyjne, jak i dwusieczna kąta ostrego pomiędzy sprzężonymi zespołami uskoków bądź spękań ścięciowych są zorientowane prostopadle do minimalnego naprężenia głównego (σ_3) regionalnego pola naprężeń. Dowodów na to dostarczyły prace Ramsaya (1962, 1964), Ramsaya & Sturta (1970) oraz Eidelmana & Reches'a (1992). Ramsay (1962, 1964) studiował spękania tnące klasty w wkładkach zlepieńców w skałach oldredu na przedpolu Highland Boundary Fault. Występują tam dwa sprzężone zespoły spękań ścięciowych oraz pojedynczy zespół spękań ekstensyjnych. Spękania ścięciowe w klastach są zorientowane równoległe do dwóch zespołów stref ścięć oraz uskoków przecinających zlepieńce i piaskowce oldredu. Przedmiotem badań Ramsaya & Sturta (1970) była wkładka zlepieńcowa w sylurskiej sekwencji pelitycznej na Wyspie Magerøy w Norwegii. Także tutaj, klasty w zlepieńcach pocięte są spękaniami pojedynczego zespołu ekstensyjnego oraz dwóch sprzężonych zespołów ścięciowych. Identyczne trzy zespoły spękań występują w sekwencji pelitycznej, która ponadto jest pocięta strefami ścięć zorientowanymi równoległe do spękań ścięciowych w klastach. Przedmiotem badań Eidelmana & Reches'a (1992) były spękania tnące otoczaki w plejstocenijskich zlepieńcach w zapadlisku Salton Sea oraz neogeńskich zlepieńcach w ryfcie Morza Martwego. Otoczaki w obu obiektach są pocięte spękaniami należącymi do pojedynczego zespołu ekstensyjnego.



Ryc. 1. Kotlina Orawska na tle budowy geologicznej Karpat (wg Żytka i in., 1988)

Fig. 1. Tectonic position of the Orawa Basin (after Żytko et al., 1988)

*Instytut Nauk Geologicznych PAN, ul. Senacka 1-3, 31-002 Kraków; e-mail: ndtokars@cfr-kr.edu.pl

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



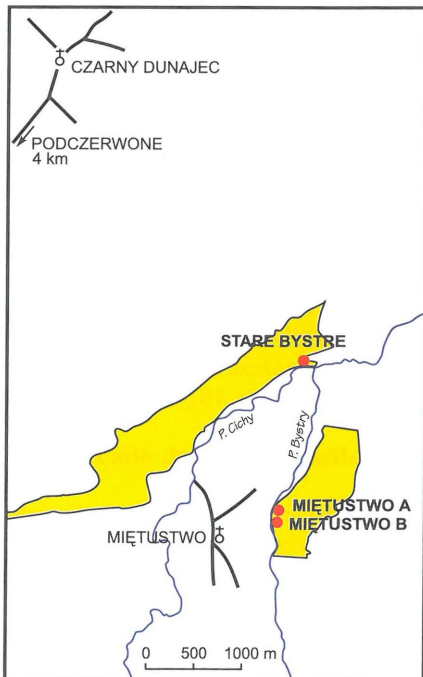
Ryc. 2. Pęknięcie ściany budynku w Podczerwonym utworzone podczas wstrząsów sejsmicznych w 1995 roku
 Fig. 2. Fracture formed during the 1995 earthquake in a building in Podczerwone



Ryc. 4. Odślonienie żwirów (Miętustwo A)
 Fig. 4. Gravels (Miętustwo A)



Ryc. 5. Słabo wysortowane żwiry (Miętustwo A)
 Fig. 5. Poorly sorted gravels (Miętustwo A)



Ryc. 3. Wychodnie stożka Domańskiego Wierchu (wg Birkenmajera, 1979) z lokalizacją dyskutowanych stanowisk popękanych otoczków (czerwone kropki)
 Fig. 3. Outcrops of the Domański Wierch fanglomerates (after Birkenmajer, 1979) with location of studied exposures (bold, red dots)

go. W obu przypadkach, orientacja minimalnego naprężenia głównego (σ_3) wyznaczonego z orientacji spękań dobrze się koreluje z orientacją regionalnego (σ_3) wyznaczonego innymi metodami.

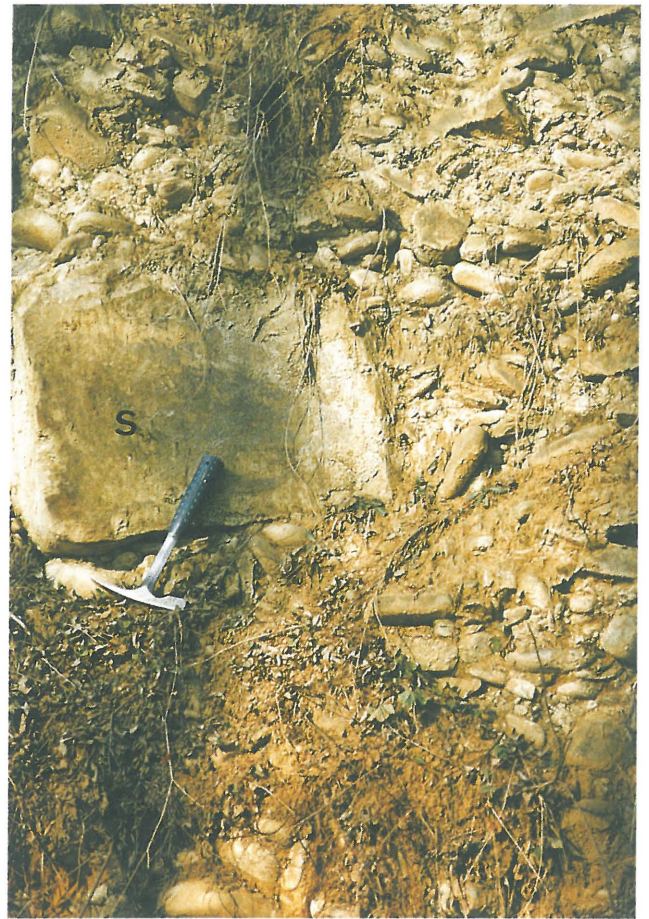
Jedynym jak dotychczas przykładem zastosowania spękanych klastów dla analizy paleonaprężeń dla terenu Polski jest wstępne opracowanie jednego z nas (Zuchewicz, 1994) spękań w otoczkach stożka Domańskiego Wierchu. Przedstawiona poniżej analiza jest rozszerzeniem tego opracowania. Celem artykułu jest spopularyzowanie analizy spękanych klastów wśród polskiego środowiska tektonicznego na przykładzie zastosowania tej analizy dla rekonstrukcji ewolucji pola naprężeń w rejonie Kotliny Orawskiej.

Kotlina Orawska

Kotlina Orawska (ryc. 1) to zapadlisko śródgórskie wypełnione połogo leżącymi, słodkowodnymi osadami neogenu i czwartorzędu spoczywającymi niezgodnie na sfałdowanych skałach płaszczowiny magurskiej, pienińskiego pasa skałkowego oraz fliszu podhalańskiego (Birkenmajer, 1978 oraz literatura tam cytowana). Kotlina Orawska jest rowem tektonicznym ograniczonym od północy i południa systemami podłużnych uskoków normalnych o zrzutach osiagających kilkaset metrów (Badak, 1966; Baumgart-Kotarba, 1992; Pomianowski, 1995, 1997). Uskoki te miejscami tworzą zespoły uskoczków schodowych (Pomianowski, 1995, 1997). Uskoki podłużne są



Ryc. 6. Przecinające klasty spękania (s) (Stare Bystre)
Fig. 6. Fractured clasts (Stare Bystre)



Ryc. 7. Blok obcięty płaskim spękanem (s) (Stare Bystre)
Fig. 7. Block cut by planar fracture (s) (Stare Bystre)

poprzecinane i poprzesuwane przez uskoki poprzeczne (Pomianowski, 1995, 1997) o nieznanym charakterze. Maksymalna, przewiercona miąższość osadów wypełniających Kotlinę Orawską wynosi 950 m (Watycha, 1976), w tym 922 m osadów neogenu (Woźny, 1976). Maksymalna, przewiercona miąższość osadów czwartorzędu wynosi 117 m (Watycha, 1973). Ku wschodowi Kotlina Orawska przechodzi w Kotlinę Nowotarską o identycznej budowie geologicznej (Pomianowski, 1997). Kotlina Orawska powstała po zakończeniu fałdowania w tej części Karpat. Uskoki podłużne ograniczające Kotlinę Orawską powstały podczas neogenu lub później. Obserwacje Niedzielskiego (1971) świadczą, że przynajmniej niektóre z tych uskoków były czynne jeszcze podczas czwartorzędu (por. Birkenmajer, 1976). Dowodzi to czwartorzędowej aktywności uskoków poprzecznych. Również obserwacje Birkenmajera (1976) mogą świadczyć o aktywności uskoków w tym rejonie podczas plejstocenu. O aktualnej aktywności tektonicznej Kotliny Orawskiej informują wstrząsy sejsmiczne o magnitudzie rzędu 3,0 (M. Hojny-Kołoś, inf. ustna 1996), które miały miejsce w tym rejonie w roku 1995, w wyniku których popękały budynki w Miętustwie i Podczerwonem (ryc. 2).

Według interpretacji Bac-Moszaszwili (1993), Kotlina Orawska miała powstać podczas wczesnego miocenu jako basen z rozciągania (*pull-apart*) w wyniku lewoskrętnego ruchu wzdłuż uskoku Krowiarek.

Stožek Domańskiego Wierchu

Osady rzeczne odsłaniające się w południowo-wschodniej części Kotliny Orawskiej należą do stożka Domańskie-

go Wierchu (Birkenmajer, 1954). Są to przede wszystkim żwiry piaszczyste z wkładkami piasków oraz ilów i ilów lignitowych. Osady te zostały złożone w obrębie stożka napływowego przez potoki transportujące materiał z fliszu podhalańskiego oraz pienińskiego pasa skałkowego, z południa i południowego wschodu (Birkenmajer, 1954) oraz południowego zachodu (Plewa, 1969). Osady stożka Domańskiego Wierchu tworzą dwie grupy wychodni usytuowanych odpowiednio: (1) na północny zachód od potoku Cichego oraz (2) na wschód od potoku Bystrego (ryc. 3). Wiek osadów z (1) grupy wychodni ocenia się na pliocen (Zastawniak, 1972; Oszast & Stuchlik, 1977), a wiek osadów z (2) grupy wychodni na sarmat (Sikora & Wieser, 1974). Sumaryczną miąższość stożka (1 + 2) ocenia się na ok. 500 m (Sikora & Wieser, 1974; por. Birkenmajer, 1978).

Analiza popękanych otoczków

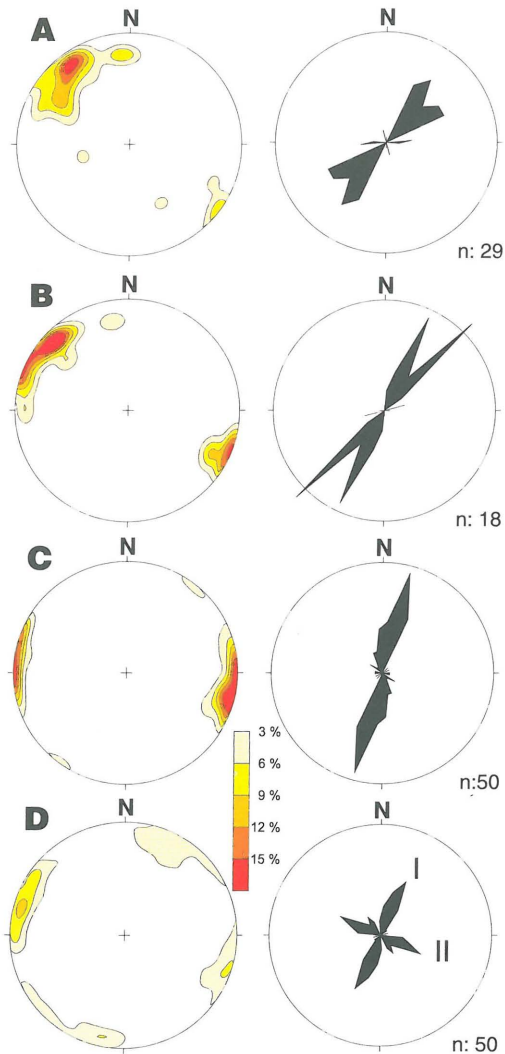
Spękania w klastach były studiowane w słabo wysortowanych żwirach piaszczystych w dwóch stanowiskach: Starem Bystrem i Miętustwie A (ryc. 3, 4, 5). Omawiane żwiry są miejscami słabo zlyfikowane tworząc parazyty. Ich szkielet ziarnowy jest na przemian zwarty i rozproszony. Matriks jest piaszczysta lub ilasto-piaszczysta, a spoiwo ilasto-wapniste. Klasty mają w większości kształty płytkowe lub nieregularne, ich przeciętna średnica wynosi od 5 do 10 cm (Plewa, 1969), a średnica maksymalna dochodzi do 1,3 m (Birkenmajer, 1954). Dłuższe osie otoczków są zorientowane różnorodnie, z przewagą kierun-

ków SW–NE, SSE–NNW i ESE–WNW (Plewa, 1969). Są to niemal wyłącznie piaskowce z nieznacznym udziałem wapieni, radiolarytów i zlepieńców (Birkenmajer, 1954). Żwiry są niemal pozbawione uławiczenia, jedynie miejscami występują w nich soczewkowate wkładki piasków o miąższości do 1 m oraz kilkunastymetrowe wtrącenia iłów.

Stanowisko w Starem Bystrem znajduje się wewnątrz pakietu żwirów o miąższości ok. 10 m. Żwiry te odstawiają się w skarpie o rozciągłości N80E oraz w łóżysku potoku. Spękania są ograniczone do pojedynczych klastów (ryc. 6). Powierzchnie spękań są niemal wyłącznie płaskie (ryc. 7). Pomiary orientacji spękań zostały tu wykonane dwukrotnie, w latach 1993 (ryc. 8A) oraz 1995 (ryc. 8B). W sumie wykonano pomiary orientacji 47 spękań. Występują tu niemal wyłącznie pionowe i stromo zapadające spękania o rozciągłości NE–SW. Spękania te są skupione w dwóch zespołach przecinających się pod kątem 20–25°, którego dwusieczna jest zorientowana N35–45E.

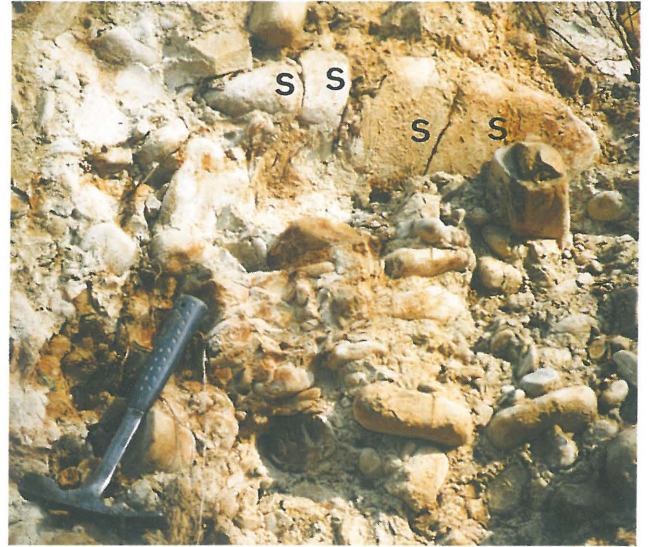
Stanowisko w Miętustwie A znajduje się wewnątrz kompleksu żwirów o miąższości około 70 m (Sikora i Wieser, 1974), zorientowanego 70/20N. Żwiry te odstawiają się

w skarpie o rozciągłości N140–160E. Spękania są ograniczone do pojedynczych klastów (ryc. 9). Powierzchnie spękań są zarówno płaskie jak i undulujące (ryc. 10). Są to niemal wyłącznie pionowe i stromo zapadające spękania o rozciągłości NNE (ryc. 8C). Spękania te są skupione w pojedynczym zespole.



Ryc. 8. Diagramy spękań w stanowiskach: A, B — Stare Bystre, C — Miętustwo A, D — Miętustwo B. Po lewej stronie projekcja równopowierzchniowa, po prawej stronie róża spękań. Pozostałe objaśnienia w tekście

Fig. 8. Plots of fractures at studied exposures. On the left, upper hemisphere plots, on the right, rose diagrams. A, B — Stare Bystre, C — Miętustwo A, D — Miętustwo B. Other explanations in the text



Ryc. 9. Klast przecięty spękaniami (s) (Miętustwo A)
Fig. 9. Fractured clast (Miętustwo A)



Ryc. 10. Klast przecięty undulującymi spękaniami (s) (Miętustwo A)
Fig. 10. Clast cut by undulating fractures (s) (Miętustwo A)

Dyskusja

Orientacja sękań jest podobna w obu stanowiskach. Jednocześnie, w każdym ze stanowisk sękania są zorientowane ukośnie do rozciągłości skarp, w których odsłaniają się zwiry. Cechy te wydają się wykluczać możliwość warunkowania orientacji sękań przez współczesną rzeźbę terenu (por. Tokarski, 1978) oraz przemawiają za utworzeniem sękań w wyniku działania regionalnego pola naprężeń. Wydaje się, że w stanowisku w Starem Bystrem występują dwa zespoły sękań ścięciowych sprzężonych pod niewielkim kątem. Dwusieczna tego kąta, o orientacji NE, wyznacza położenie σ_1 . W stanowisku w Miętustwie A występuje jeden zespół sękań ekstensyjnych, którego rozciągłość (NNE) wyznacza położenie σ_1 . Według Aleksandrowskiego (1985), pole naprężeń o zbliżonej orientacji σ_1 (NE) działało w tej części Karpat w końcowym etapie fałdowania płaszczowiny magurskiej, co jego zdaniem (Aleksandrowski, 1985) miało miejsce podczas środkowego miocenu. Wyniki analizy struktur zniszczeniowych w ścianach otworów wiertniczych w zachodniej części polskiego segmentu Karpat Zewnętrznych (Jarosiński, 1996) wskazują, że pole naprężeń o zbliżonej orientacji σ_1 (NNE) występuje także aktualnie w omawianym fragmencie Karpat. Może to świadczyć o braku istotnych rotacji pola naprężeń w tym rejonie od środkowego miocenu do dziś. Wniosek ten nie potwierdza opublikowanej ostatnio (Sperner, 1996) hipotezy, według której w omawianym obszarze podczas późnego miocenu panował ekstensyjny reżim tektoniczny.

W polu naprężeń, w którym σ_1 było zorientowane poziomo i NNE mogły powstać czwartorzędowe uskoki poprzeczne wykryte w obrzeżeniu Kotliny Orawskiej przez Pomianowskiego (1995, 1997). Z drugiej jednak strony, utworzenie podczas neogenu lub czwartorzędzie podłużnych uskoków normalnych ograniczających Kotlinę Orawską jest trudne do wytłumaczenia jeżeli w tym czasie działało tam tak zorientowane pole naprężeń. Sprzeczność tę można wyjaśnić przez przyjęcie kilkakrotnych permutacji osi naprężeń w omawianym okresie. Takie permutacje, zachodzące nawet podczas krótkich epizodów tektonicznych, były wielokrotnie opisane dla różnych środowisk tektonicznych (np. Angelier, 1977; Angelier i in., 1990). W omawianym rejonie, o sugerowanych permutacjach pola naprężeń może świadczyć wykształcenie sękań w stanowisku Miętustwo B (ryc. 3). Jest to odsłonięcie iłów lignitowych stożka Domańskiego Wierchu, zalegających poniżej zwirów odsłoniętych w stanowisku Miętustwo A. Występujące tu sękania (ryc. 8D) należą do dwóch zespołów: I i II. Zespół I grupuje pionowe i stromo zapadające sękania o rozciągłości NNE, czyli zorientowane równolegle do sękań przecinających otoczaki w stanowiskach Stare Bystre oraz Miętustwo A. Zespół II w stanowisku Miętustwo B grupuje pionowe i stromo zapadające sękania o rozciągłości WNW, czyli subrównolegle do niektórych podłużnych uskoków normalnych ograniczających Kotlinę Orawską.

Jak już wspomniano wyżej, popękane klasty występują przeważnie w pobliżu uskoków. Taka sytuacja tektoniczna jest prawdopodobna dla sękań w otoczkach stożka Domańskiego Wierchu. Genezę tych sękań można wiązać z działalnością uskoku poprzecznego wykrytego w podłożu stożka Domańskiego Wierchu przez Pomianowskiego (1997, figs 18, 20).

Wnioski

1. Sękania tnące otoczaki w stożku Domańskiego Wierchu powstały w regionalnym polu naprężeń, w którym σ_1 było zorientowane poziomo i NE do NNE.

2. Wydaje się, że tak zorientowane pole naprężeń domi-

nowało w omawianej części polskiego segmentu Karpat od środkowego miocenu do dziś.

Badania, których wyniki są omówione w obecnym artykule zostały sfinansowane z grantu KBN 6P04E 020 08 dla Marii Baumgart-Kotarba oraz grantu KBN 9T12B 020 09 dla A. K. Tokarskiego. Pani Marii Hojny-Kołoś (Instytut Geofizyki PAN) dziękujemy za informacje o popękanych budynkach w Miętustwie i Podczerwonem.

Literatura

- ALEKSANDROWSKI P. 1985 — Ann. Soc. Geol. Pol., 55: 375—422.
 ANGELIER J. 1977 — Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam., 19: 271—94.
 ANGELIER J., BERGERAT F., CHU H.T., JUANG W.S. & LU C.Y. 1990 — Tectonophysics, 183: 161—176.
 ARLHAC P., GERAUD Y., RAYNAUD S. & TERRIER M. 1987 — C.R. Acad. Sc. Paris, 304, 2: 1019—24.
 BAC-MOSZASZWILI M. 1993 — Ann. Soc. Geol. Pol., 63: 167—193.
 BADAŁ J. 1966 — Kwart. Geol., 10: 576—577.
 BAUMGART-KOTARBA M. 1992 — Stud. Geomorph. Carpatho-Balkanica, 15—16: 3—28.
 BIRKENMAJER K. 1954 — Biul. Inst. Geol., 86: 59—79.
 BIRKENMAJER K. 1976 — Ann. Soc. Geol. Pol., 46: 309—323.
 BIRKENMAJER K. 1978 — Stud. Geomorph. Carpatho-Balkanica, 12: 17—28.
 BIRKENMAJER K. 1979 — [In:] K. Birkenmajer (ed.), Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. Wyd. Geol.: 72—82.
 CARBON D., COMBES PH., CUSHING M., GRANIER T. & GRELLET B. 1995 — C. R. Acad. Sci. Paris, 320(2a): 311—7.
 DECKER K. & PERESSON H. 1996 — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 41: 45—52.
 EIDELMAN A. & RECHES Z. 1992 — Geology, 20: 307—310.
 JAROSIŃSKI M. 1996 — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 41: 112—113.
 JERZYKIEWICZ T. 1985 — Sediment. Geol., 42: 159—80.
 KUPSCH W.O. 1955 — Geol. Soc. Amer. Bull., 66: 327—338.
 KUPSCH W.O. 1965 — Alberta Soc. Petroleum Geol., 15 Ann. Field Conf. Guidebook, 1, Cypress Hills Plateau: 112—115.
 LAMB S.H. & BIBBY H.M. 1989 — J. Struct. Geol., 11: 473—92.
 NIEDZIELSKI H. 1971 — Ann. Soc. Geol. Pol., 41: 397—408.
 OSZAST J. & STUHLIK L. 1977 — Acta Palaeobot., 18: 45—122.
 PETIT J.-P., RAYMONAUD S. & CAUTR J.-P. 1985 — Bull. Soc. Géol. Fr., 1: 415—21.
 PLEWA K. 1969 — Folia Geogr., Ser. Geograph.-Physica, 3: 101—115.
 POMIANOWSKI P. 1995 — Ann. Soc. Geol. Pol., 64: 67—80.
 POMIANOWSKI P. 1997 — Arch. Wydz. Geol. Univ. Warsz. Praca doktorska.
 RAMSAY D.M. 1962 — Nature, 195: 1190—1191.
 RAMSAY D.M. 1964 — Geol. Mag., 101: 228—248.
 RAMSAY D.M. & STURT B.A. 1970 — J. Geol., 78: 264—280.
 SIKORA W. & WIESER T. 1974 — Kwart. Geol., 18: 441—443.
 SPERNER B. 1996 — Tübinger Geowiss. Arb. A, 27: 1—120.
 TANNER W.F. 1976 — Sediment. Geol., 16: 69—83.
 TAPPONNIER P., PELTZER G. & ARMİJO R. 1986 — [In:] M.P. Coward & A.C. Ries (eds), Collision Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ.: 115—157.
 TOKARSKI A.K. 1978 — Ann. Soc. Geol. Pol., 48: 509—516.
 WATYCHA L. 1973 — Kwart. Geol., 17: 335—347.
 WATYCHA L. 1976 — Ibidem, 20: 575—587.
 WOŹNY E. 1976 — Ibidem, 20: 589—595.
 ZASTAWNIAK E. 1972 — Acta Palaeobot., 13: 1—73.
 ZUCHIEWICZ W. 1994 — Bull. INQUA Neotectonics Commission, 17: 34—38.
 ŻYTKO K., ZAJĄC R. & GUCIK S. 1988 — Map of the tectonic elements of the Western Outer Carpathians and their foreland. Państw. Inst. Geol.