

Morfotektonika Obniżenia Żytawsko-Zgorzeleckiego

Janusz Badura*

Morphotectonics of the Żytawa-Zgorzelec Depression (SW Poland)

Summary. The paper describes the possibility of using two cartometric methods, i.e. analysis of geomorphological and condensed contour line maps to interpret neotectonic activity. These methods have been used in the Żytawa-Zgorzelec Depression. The area is composed of gneisses and granites of the Iżera and Lusatian blocks boundary zone. In the northern part of the studied region the Variscan, epimetamorphic complex of Kaczawa Mts. and Zgorzelec (Görlitz) Slade belt occurs. These two older tectono-stratigraphic units are overlapped by the North-Sudetic and North Bohemian Synclinoriums. Another structural rebuild is related to the Laramian orogeny. The Krušné Hory-Ohře tectono-volcanic rift zone began to form in Late Cretaceous. The rift was active during Tertiary times, and an analysis of topographic maps shows that this activity has not yet been completed. It is evidenced indirectly by morpholineaments that form characteristic rhomboidal, orthogonal or en echelon pattern. The morpholineaments are very well visible despite the fact that the area studied has been affected by at least one of the South Polish glaciations (Elsterian I or II) and, probably, the Odranian (Saalian) one. Other indicators of a relatively low tectonic activity are weak earthquakes recorded during the last millenium and the presence of thermal spring in the bottom of the open-pit lignite mine in Turów II.

Do wyznaczania postlaramijskich i współczesnych nieciągłości tektonicznych, na obszarach stosunkowo słabo odsłoniętych bądź przykrytych osadami czwartorzędowymi obok klasycznych metod geologicznych, wykorzystuje się między innymi badania geofizyczne, teledetekcyjne, kartometryczne oraz analizy morfostrukturalne oparte na interpretacji map topograficznych (rzeźby terenu) i map zagęszczonych poziom.

W niniejszej pracy postanowiono przetestować skuteczność zastosowania na obszarze Obniżenia Żytawsko-Zgorzeleckiego dwóch z wyżej wymienionych metod: tj. analizy rzeźby terenu, na podstawie zdigitalizowanych map topograficznych w skali 1 : 50 000 i 1 : 25 000 oraz mapy zagęszczonych poziom (Ostaficzuk, 1975), (ryc. 1). Dotychczas na Dolnym Śląsku zastosowano metodę zagęszczonych poziom do wyróżnienia morfouskoków w Kotlinie Jeleniogórskiej (Migoń, 1996) i na przedpolu Sudetów Wschodnich (Badura & Przybylski, 1995 a, b).

Rejon Obniżenia Żytawsko-Zgorzeleckiego wybrano do analiz morfostrukturalnych ze względu na dobry stopień rozpoznania geologicznego zarówno po stronie polskiej, jak i niemieckiej, i czeskiej. Obniżenie to znajduje się w strefie, w której na zjawiska tektoniczne aktywne od kredy górnej do pliocenu, a prawdopodobnie nadal zachodzące w najmłodszym czwartorzędzie, nakładają się procesy akumulacji glacialnej i peryglacialnej. W czwartorzędzie obszar ten był objęty zasięgiem lodolodu skandynawskiego w czasie zlodowaceń południowopolskich prawdopodobnie dwukrotnie i niewykluczone, że ponownie w czasie zlodowacenia Odry (Walczak, 1972; Wolf & Schubert, 1992). Podczas ostatniego zlodowacenia — północnopolskiego — w rejonie tym nastąpiła depozycja pokryw lessowych. Tak więc

czwartorzędowa akumulacja glacialna i interglacialne procesy denudacyjne powinny całkowicie zatrzeć tektoniczne elementy rzeźby terenu. Natomiast liczne pośrednie przesłanki geologiczne wskazują na pewną aktywność neotektoniczną tego obszaru w okresie czwartorzędu (Dyjur, 1975; Kasiński & Panasiuk, 1987; Panasiuk, 1986).

Do przesłanek wskazujących na współczesny rozwój procesów tektonicznych w Obniżeniu Żytawsko-Zgorzeleckim zaliczyć można trzęsienia ziemi. Nie są one wprawdzie liczne, jednakże w najbliższym rejonie obniżenia zanotowano około 27 trzęsień ziemi w ciągu ostatniego tysiąclecia (Pagaczewski, 1972). Ponadto w jednym z chodników kopalni odkrywkowej Turów II w Bogatyni, nacinającym zwierzałe granitoidy, nastąpił gwałtowny samowypływ silnie zmineralizowanych wód termalnych, zawierających wolny CO₂ i fluor (Sztuk, 1986). Wreszcie północne stoki Gór Iżerskich w rejonie Opolna Zdroju zostały zinterpretowane przez Panasiuka (1980) jako odnawiane w czwartorzędzie uskoki morfologiczne.

Analizę ruchów neotektonicznych, na obszarze Obniżenia Żytawsko-Zgorzeleckiego metodami innymi niż kartometryczne, utrudniają czynniki zarówno natury geologicznej, jak i gospodarczo-politycznej. Wymienić tu należy między innymi: nierównomierne rozłożenie prac geologicznych koncentrujących się na obszarach złóż węgla brunatnych i innych surowców mineralnych, słaby stopień odsłonięcia gnejsów i granitoidów rumburskich, jak i ich względna jednorodność petrograficzna, oraz skomplikowany przebieg granic państwowych między Czechami, Polską i Niemcami.

W analizach kartometrycznych szczególną uwagę zwraca się na miejsca, gdzie występuje duże zagęszczenie izohips przebiegających prostoliniźnie na znacznej odległości. Takie zagęszczenie poziom nazywa się morfolineamentem lub topolineamentem. Czasami morfolineamenty układają się we wzory, tworząc sieci ortogonalne, romboidalne czy kulisowe. W rzeźbie terenu morfolineamentom odpowiadają progi strukturalne, często utożsamiane z zachowanymi w różnym stopniu skarpami lub stokami przyuskokowymi, kuestami, bądź prostymi odcinkami dolin o założeniach tektonicznych. Na obszarach objętych zasięgiem zlodowaceń niżowych morfolineamenty mogą wyznaczać maksymalne zasięgi lobów lodolodów, półki tarasów kemowych lub rynny podlodowcowe, a w dolinach rzecznych — krawędzie tarasowe, bądź odcinki przełomów strukturalnych.

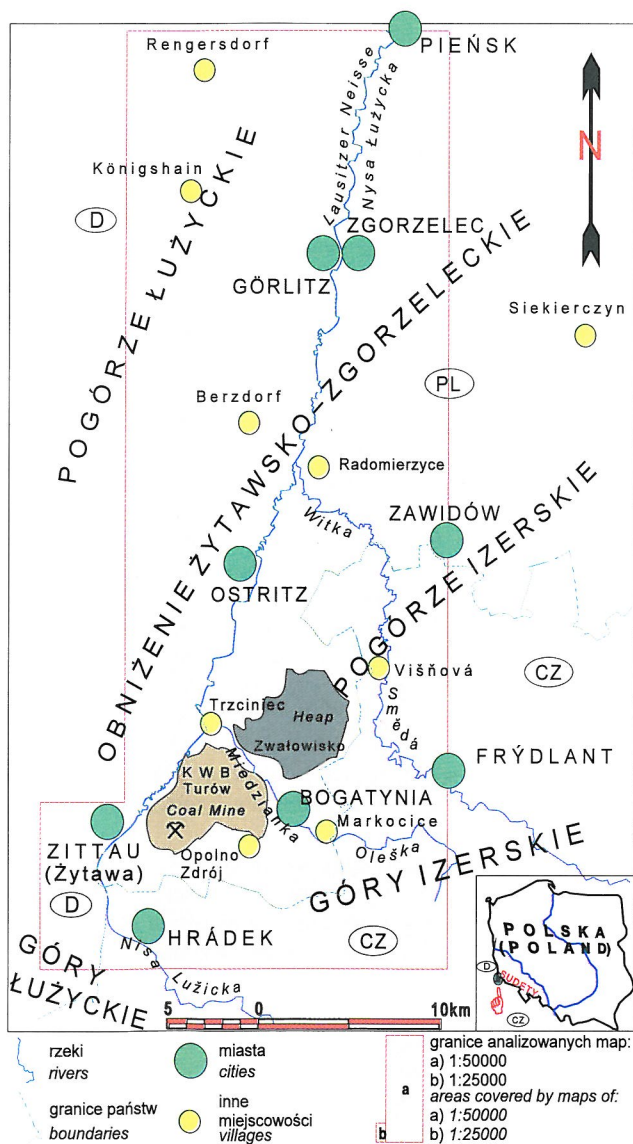
Skarpy uskokowe ulegają degradacji, w czasie krótkim w skali geologicznej, prowadząc do znacznego złagodzenia pierwotnie stromych powierzchni uskokowych i wstecznego cofania się stoku. W celu silniejszego uwypuklenia zaznaczających się obecnie niewyraźnie, silnie zdenudowanych progów strukturalnych, skonstruowano mapę zagęszczonych poziom. Zmniejszając skalę bez generalizacji, zachowany zostaje rysunek mapy wyjściowej. Mapy zagęszczonych poziom odzwierciedlają każdą minimalną „koncentrację” izohips w postaci wąskich, zaczemionych stref, eliminują drobne rozcięcia erozyjne i przedstawiają plastycznie rzeźbę terenu, z charakterystyczną regionalną zmiennością fototonu. Zmniejszając mapę, przerysowaną np. w cięciu 10 m, można śledzić morfolineamenty o wysokości względnej przekraczającej 20 m wysokości.

*Oddział Dolnośląski, Państwowy Instytut Geologiczny, al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław

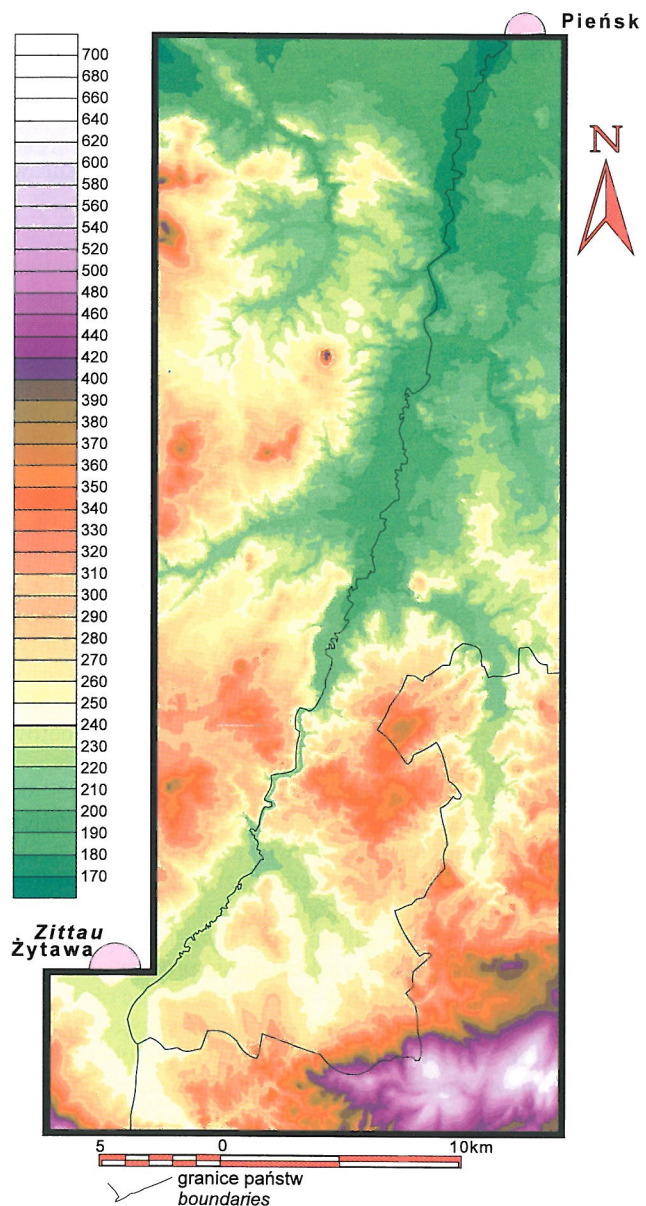
W celu uchwycenia rzeźby terenu, sprzed rozbudowy Kopalni Węgla Brunatnego Turów I i II oraz zwałowiska zewnętrznego, posłużono się mapami Sztabu Generalnego z 1949 r. w skali 1 : 50 000. Są to arkusze Zgorzelec A i Bogatynia A, a dla przygranicznego fragmentu Nysy Łużyckiej, koło Żytawy (Zittau), z mapy w skali 1 : 25 000 (ryc. 1). Na bazie zdigitalizowanych map wyjściowych opracowano barwną komputerową mapę topograficzną (ryc. 2). Następnie tę samą mapę poziomnicową pomniejszono kilkakrotnie, otrzymując mapę zagęszczonych poziomicy (ryc. 3). Mapę zagęszczonych poziomicy Obniżenia Żytawsko-Zgorzeleckiego opracowano komputerowo zmniejszając uprzednio zdigitalizowane izohipsy wyznaczające 10 metrowe interwały. Z kolei na podstawie tych map opracowano dalsze: mapę morfolineamentów (ryc. 4) i mapę tektoniczną Obniżenia Żytawsko-Zgorzeleckiego (ryc. 5). Mapę morfolineamentów opracowano zaznaczając prostymi odcinkami miejsca, w których co najmniej dwie izohipsy przebiegają równolegle obok siebie, w bardzo bliskiej odległości na kilkusetmetrowym odcinku.

Budowa geologiczna

Obniżenie Żytawsko-Zgorzeleckie stanowi północny fragment kruszcogórsko-ohareckiej strefy wulkano-tektonicznej (Kopecký, 1978; Malkovský, 1980; Kasiński & Panasiuk, 1987; Brause, 1990; Cwojdziański & Jodłowski, 1982). Ta młodolpejska strefa tektoniczna nałożyła się diagonalnie na obszar kontaktu dwóch sudeckich jednostek tektonicznych: bloku izerskiego (nazywanego również karkonosko-izerskim) i bloku łużyckiego (Oberc, 1972; Brause, 1990). Na przelomie oligocenu górnego i miocenu dolnego oraz w miocenie środkowym i w pliocenie obszar ten był nadal silnie zaangażowany tektonicznie. Na południe od wyżej wymienionych bloków przebiega środkowomioceńskie nasunięcie łużyckie, z górnokredowymi utworami Gór Żytawskich. Od północy Obniżenie Zgorzeleckie przechodzi w Nizinę Śląską. Granitowo-gnejsowe bloki łużycki i izerski, graniczą od północy z paleozoicznym kompleksem metamorficznym Gór Kaczawskich i Zgorzeleckich Gór Łupkowych (Görlitzer Schiefergebirge), na których z kolei



Ryc. 1. Szkic sytuacyjny Obniżenia Żytawsko-Zgorzeleckiego
Fig. 1. Situation sketch of the Żytawa-Zgorzelec Depression

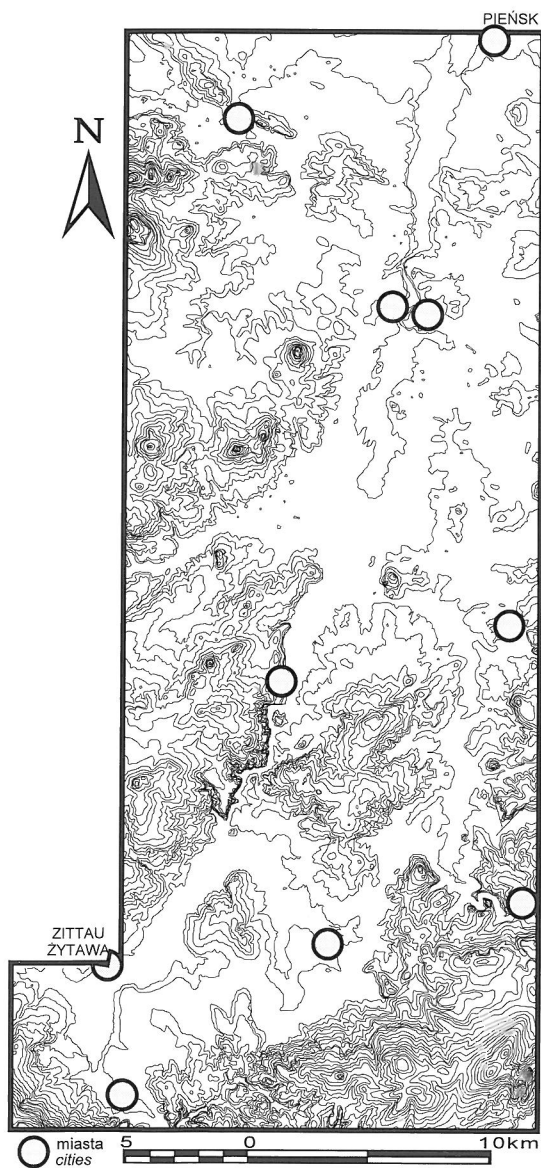


Ryc. 2. Mapa topograficzna Obniżenia Żytawsko-Zgorzeleckiego
Fig. 2. Topographic map of the Żytawa-Zgorzelec Depression

zalegają osady permo-mezozoiczne depresji północnosudeckiej. W strefie granicznej przebiegają dyslokacje związane z głównym uskokiem śródsudeckim, ku zachodowi kontynuujące się jako główny uskoki łżycki (ryc. 5). W omawianej części rowu Ohry wyróżniają się, pod względem geologicznym, mioceńskie baseny sedimentacyjne: południowy — Żytawy, środkowy — Radomierzyc-Berzdorfu i północno-wschodni — Pieńska, łączący się z rozległym basenem łżyckim. Baseny te są rozdzielone zrębami: Działoszyna i Zgorzelca. Czwarty basen — Frýdlant-Višňova, stanowi niewielkie, śródgórskie zapadlisko, które być może stanowiło dawne północno-wschodnie zakończenie basenu Żytawy, a obecnie jest odizolowane od sąsiednich basenów (ryc. 5).

Analiza map topograficznych i zagęszczonych poziomic

Mapa hipsometryczna, z przerysowanymi co 10 m izohipsami, uwypukliła tektoniczne pochodzenie rzeźby terenu, szczególnie w środkowej i południowej części Obniżenia Ży-



Ryc. 3. Mapa zagęszczonych poziomic. Lokalizacja miejscowości jak na ryc. 1

Fig. 3. Concentrated contour map. Localization of unnamed cities as in Fig. 1

tawsko-Zgorzeleckiego (ryc. 3). Kilkumetrowej miąższości pokrywa osadów czwartorzędowych, w tym glacialnych i eolicznych, nie w pełni zdołała zatrzeć tektoniczną genezę niektórych morfolineamentów. Szczególnie wyraźnie zaznaczają się: zachodnie i północne obramowanie basenu żytawskiego oraz granica Gór Żytawskich i Izerskich z tym basenem. Wyraźnie jest widoczne również południowe obramowanie basenu Berzdorfu-Radomierzyc. Mapa poziomicowa wyraziście podkreśla tektoniczne założenia dolin Nysy Łżyckiej i Witki (Smědy), przecinających antecedenentnie zręb Działoszyna. Mniej wyraźnie zaznacza się natomiast przełom Nysy Łżyckiej przez zręb Zgorzelca (Görlitz).

Mapa zagęszczonych poziomic jeszcze wyraźniej wykazująca wyżej wymienione strefy, oraz uwypukliła wiele innych, krótkich morfolineamentów, ujętych na szkicu morfolineamentów (ryc. 4), który podkreślił tektoniczną genezę basenów: żytawskiego i Berzdorfu-Radomierzyc, zrębu Działoszyna oraz zachodniej części zrębu Zgorzelca. Na szkicu dominują morfolineamenty o kierunkach SW-NE, a w rejonie Bogatyni, Frýdlantu, Königshainu i Rengersdorfu zaznaczają się również formy o kierunkach NW-SE. Liczne



Ryc. 4. Mapa morfolineamentów zestawiona na podstawie ryc. 2 i 3
Fig. 4. Map of morpholineaments based on Fig. 2 and 3

krótkie morfolineamenty występują na krawędziach wysoczyzn sąsiadujących z dolinami Nysy Łużyckiej i Witki (Smědy). Związane są one z silną erozją wsteczną małych dopływów tych rzek. Nie są natomiast widoczne morfolineamenty o kierunkach południkowych, a równoleżnikowe są widoczne tylko w obrębie basenu żytawskiego.

Obok morfolineamentów wyraźnie uwidaczniających się w rzeźbie terenu, i niewątpliwie mających założenia neotektoniczne, występują również struktury linijne zaznaczające się niewyraźnie, o małym stopniu wiarygodności. Ich obecność może być związana z różnicami odpornościami skał lub z obecnością w podłożu podkenozoicznym niezwięzniętych bazaltoidów; może także wynikać z pewnego subiektywizmu w ocenie mapy zagęszczonych poziomic.

Mapę tektoniczną Obniżenia Żytawsko-Zgorzeleckiego (ryc. 5) opracowano na podstawie łącznej analizy map: hipsometrycznej, zagęszczonych poziomic i morfolineamentów (ryc. 2, 3 i 4). Jest to próba przedstawienia jednej z kilku możliwych interpretacji tektonicznych rejonu młodoalpejskiej strefy dyslokacyjnej, przy czym na szkicu nie zaznaczono wszystkich morfolineamentów związanych z boczną erozją rzeczną i kratowym układem dolin przełomowych. Natomiast jako strefę tektoniczną uznano linię występowania wielu krótkich, poprzerywanych morfolineamentów kontynuujących się w tym samym kierunku, na znacznej długości. Zastrzeżenia co do możliwości innych interpretacji tektonicznych tego regionu wypływają głównie z ograniczeń związanych z techniką wykonania map topograficznych w skali 1 : 50 000, wydanych pod koniec lat czterdziestych.

Występowanie licznych, bardzo krótkich, rzędu kilkusetmetrowej długości, morfolineamentów o układzie kratowym, w przełomach Nysy Łużyckiej przez zrąb Działoszyna i Zgorzelca oraz prostoliniowy bieg doliny Nysy od Żytawy (Zittau) do Pieńska wskazuje na tektoniczne założenia tej doliny. Podobne cechy wykazuje dolina Witki (Smědy), przełamująca się przez wschodnią część zrębu Działoszyna. Te tektoniczne predyspozycje obu dolin wyraźnie zaznaczają się na mapach hipsometrycznej i zagęszczonych poziomic (ryc. 2, 3). Ich duża rozciągłość południkowa, rzędu 15 i 30 km, wskazuje, że są to dwie strefy tektoniczne o większym znaczeniu regionalnym. Dla tych głównych dyslokacji przyjęto nazwy wywodzące się od rzek, które zostały w ich obrębie założone: Nysy Łużyckiej i Smědy. Uskok zachodni — Nysy Łużyckiej, biegnie doliną Nysy Łużyckiej od Pieńska, przez Zgorzelec po Żytawę. Dyslokacja wschodnia — Smědy, składa się z kilku uskoków segmentowych, z których dwa południowe segmenty oddzielają wyniesiony blok izerski, wraz z Górą Izerskimi, od skrzydła zrzuczonego, na którym jest założony basen żytawski. Te dwa uskoki, będące przedłużeniem dyslokacji Smědy, są znane w literaturze pod nazwami uskoków: Bogatyni i Opolna Zdroju (Kasiński & Panasiuk, 1987; Panasiuk, 1986; Oberc, 1972). Uskok Smědy na omawianym obszarze rozpoczyna się na wschód od Siekierczyna i biegnie ku SSW częściowo doliną Witki (Smědy). Na południe od Višňovej uskok ten skręca ku SW i kontynuuje się jako uskok Bogatyni. Dalej ku SW przechodzi on, u podnóża Gór Izerskich, w uskok Opolna Zdroju.

Uskoki Nysy Łużyckiej i Smědy są równoległe do siebie i biegną po łuku, o małym stopniu krzywizny, z NNE na SW. Na północy dyslokacja Nysy Łużyckiej przecina warwyscyjską strefę głównego uskoku śródsudeckiego (łużyckiego). W części południowej kontakt obu tych systemów dyslokacyjnych z nasunięciem łużyckim nie jest znany. Obraz morfolineamentów pomiędzy systemami uskoków Nysy

Łużyckiej i Smědy sugeruje występowanie uskoków kulisowych o kierunkach SW–NE, oraz rzadziej NW–SE i W–E.

Prawdopodobnie uskok Nysy Łużyckiej jest przedłużeniem, ku północy, uskoku Lückensdorfu-Działoszyna, mogącego być, według Kasińskiego i Panasiuka (1987), kontynuacją centralnego uskoku w wulkano-tektonicznej strefie Ohřy.

Przedstawiona interpretacja morfotektoniczna Obniżenia Żytawsko-Zgorzeleckiego w znacznej mierze potwierdza obecność stref dyslokacyjnych wynikających z zastosowania innych metod geologicznych (Brause, 1990; Panasiuk, 1980, 1986; Dyjor, 1975; Kasiński, 1991; Oberc, 1972; Kopecký, 1978) lub teledetekcyjnych (Bażyński i in., 1984). Również są one zgodne z wynikami analizy zdjęć satelitarnych, z wyjątkiem struktury pierścieniowej widocznej koło Opolna Zdroju (Graniczny, 1982 zob. Jęczmykowska & Kanasiewicz, 1987). Szczególnie wyraźnie zgodność tę widać porównując mapę tektoniczną (ryc. 5) opracowaną na podstawie metod kartometrycznych (ryc. 2, 3), z mapą stropu trzeciorzędu, opracowaną na podstawie danych z ponad 2 tysięcy otworów wiertniczych (Kasiński & Panasiuk, 1987). Porównując te dwie mapy widać, że niektóre uskoki aktywne w miocenie obecnie nie zaznaczają się w rzeźbie terenu, natomiast inne uskoki zaznaczają swoją aktywność w ciągu całego kenozoiku. Różnice te zaznaczają się przy niektórych uskokach o kierunkach W–E, obecnie prawie niewidocznych jako morfolineamenty — np. uskok główny na obszarze złoza Turów II czy uskok Zatonia sensu Dyjor (1975) i Kasiński & Panasiuk (1987).

Dużą zgodność przebiegu uskoków wyznaczonych na podstawie metod morfometrycznych z kierunkami przebiegu dyslokacji udokumentowanych innymi metodami geologicznymi obserwuje się również w basenie Berzdorfu (Brause, 1990). Natomiast północno-wschodnia część analizowanego obszaru nie jest tak dokładnie rozpoznana geologicznie jak południowa. Brak tu zatem odniesienia co do poprawności zastosowania metod kartometrycznych do analizy regionalnej budowy tektonicznej tego obszaru z danymi uzyskanymi innymi badaniami geologicznymi (Dyjor, 1975, 1995; Czapowski & Kasiński, 1981; Berezowska & Berezowski, 1968).

Inne wnioski wynikają z planarnego występowania pokryw bazaltowych. Część pokryw bazaltowych i fonolitowych występuje dokładnie wzdłuż linii rozłamowych — np. przy uskokach Bogatyni, Opolna Zdroju i Witki (Malkovský, 1980; Panasiuk, 1980, 1986; Kasiński & Panasiuk, 1987). Natomiast pojedyncze i izolowane wystąpienia bazaltów w obrębie bloków łużyckiego i izerskiego nie są już tak ściśle związane z liniami rozłamowymi widocznymi na powierzchni. Na zjawisko to już wcześniej zwrócili uwagę Oberc (1972) oraz Cwojdzinski & Jodłowski (1982). Przypuszczalnie te wystąpienia bazaltoidów są związane z pionowymi kominami wulkanicznymi założonymi na uskokach — np. typu przeciwstawnego lub domino (Dadlez & Jaroszewski, 1994), podczas gdy główna płaszczyzna dyslokacyjna przecina powierzchnię terenu w innym miejscu. Podobny model rozwoju wulkanizmu w ryfcie Ohřy i basenie żytawskim przedstawili Kopecký (1978), Malkovský (1980) i Kasiński & Panasiuk (1987).

Zaprezentowany tu przykład zastosowania dwóch metod morfotektonicznych, opartych na analizach map izohips (rzeźby terenu) i zagęszczonych poziomic, wskazuje na przydatność ich zastosowania przy wyznaczaniu przypuszczalnych, młodych, czwartorzędowych stref tektonicznych również w tak skomplikowanym rejonie, jakim jest północna część rowu wulkano-tektonicznego Ohře. W rejonie tym cechy rzeźby morfologicznej wyraźnie wskazują na jego aktywność

