

Źródła współczesnych naprężeń tektonicznych w Europie Środkowej w świetle modeli elementów skończonymi

Marek Jarosiński*



Sources of the present-day tectonic stresses in Central Europe: inferences from finite element modelling. Prz. Geol., 54: 700–709.

Summary. A digital two – dimensional elastic model was built to investigate the recent tectonic forces and stresses in Central Europe. Stresses and deformations were calculated using finite element method. The structure of model includes geologically defined features: 32 tectonic blocks, 16 fault zones and 12 boundary segments. The loads were implemented in two ways: as the external boundary forces and the correction due to differences in gravitational potential energy. The calculated stress directions and regimes were satisfactorily matched to the complex stress pattern in Central Europe provided by the World Stress Map Database. Modelling permits evaluation of tectonic forces acting in the collision zone between Africa and Arabia on one side, and Europe on the other side. Also the Mid-Atlantic Ridge push differentiation on the NW European passive margin was determined. For the centre of modelled area the magnitudes of tectonic stresses averaged over the changeable lithospheric thickness were computed. Obtained values of friction coefficients for the fault zones located in the southern part of Europe are significantly lower than those obtained for the northern Europe. The maximum acceptable stiffness contrast across the model reaches one order of magnitude.

For the centre of modelled area the magnitudes of tectonic stresses averaged over the changeable lithospheric thickness were computed. Obtained values of friction coefficients for the fault zones located in the southern part of Europe are significantly lower than those obtained for the northern Europe. The maximum acceptable stiffness contrast across the model reaches one order of magnitude.

Key words: numerical modelling, finite element method, recent tectonic stress, Europe

W artykule przedstawiono wyniki modelowania numerycznego współczesnej geodynamiki Europy Środkowej łącznie z obszarem bałkańskim. Badany obszar wyróżnia się szczególną zmiennością zarówno kierunków, jak i reżimów naprężeń (Reinecker i in., 2003). Podczas gdy jego część bałkańska jest bardzo aktywna sejsmicznie (Gerner i in., 1999; Jackson & McKenzie, 1988), to na północ od Karpat aktywność sejsmiczna jest znikoma (Balling & Banda, 1992). Wybitna jest także różnorodność strukturalna i termiczna tego obszaru, której efektem są kontrasty mechaniczne różnicujące z kolei efektywność propagacji naprężeń wewnątrz płyty. Powyższe cechy badanego obszaru przesądają o tym, że jest on zarówno ciekawym jak i trudnym obiektem badań geodynamicznych. Pytanie o przyczyny tak dużej zmienności geodynamicznej na relatywnie niewielkim obszarze było główną inspiracją podjęcia tych badań.

Zgodnie z dotychczasowymi koncepcjami, na badany fragment litosfery kontynentalnej od NW oddziałują siły nacisku płyty oceanicznej Atlantyku, od południa zaś obciążenia tektoniczne strefy kolizji Afryki i Arabii z Europą (Müller i in., 1992; Jarosiński, 2005a). Ciągłe słabo są rozpoznane związki pomiędzy zewnętrznymi siłami tektonicznymi a rozkładem naprężeń wewnątrz kontynentu. Do tej pory nie przedstawiono jeszcze ujęcia ilościowego zróżnicowania sił wzdłuż śródziemnomorsko-kaukaskiej strefy kolizji. Słabo jest rozpoznana pod tym względem również NW pasywna krawędź kontynentu. Na szczególną uwagę zasługuje interakcja pomiędzy siłami zewnętrznymi a innymi, wewnętrznymi czynnikami kształtującymi pole naprężeń, takimi jak zróżnicowanie energii potencjalnej grawitacji (czynnik topograficzny) oraz aktywność dużych stref uskokowych. Artykuł przedstawia próbę ilościowego ujęcia powyższych kwestii. Mimo iż głównym obiektem badań jest obszar Polski i krajów ościennych, to dla uchwycenia szerszych ram geodynamicznych granice modelu odsunęto aż po NW i SE krawędzie kontynentu.

Objęcie analizami ilościowymi tak zróżnicowanego obszaru wymagało zastosowania metod numerycznych.

Metody takie są powszechnie stosowane w naukach przyrodniczych i technicznych dla badania efektów oddziaływania wielu czynników w obrębie złożonych geometrycznie i mechanicznie struktur. A zatem stosuje się je wówczas, gdy układ jest zbyt skomplikowany, by można było go opisać analitycznie. Należące do grupy metod numerycznych modelowanie elementami skończonymi (Zienkiewicz, 1977) rozwija się szybko wraz z doskonaleniem algorytmów i technik obliczeniowych. Zajmuje ono szczególne miejsce w naukach o Ziemi, w których weryfikacja koncepcji eksperymentem analogowym zwykle nie jest możliwa. Przyczyną tego są, nie dające się skalować, duże rozmiary badanych obiektów lub trudne do odtworzenia w laboratoriach warunki naturalnych deformacji tektonicznych. Wówczas eksperyment obliczeniowy może spełniać rolę weryfikującego koncepcję doświadczenia. Zaletą modelowania numerycznego jest stosowanie jasnych reguł matematycznych do określenia fizycznych relacji między elementami analizy. W ten sposób udaje się zredukować rolę czynnika subiektywnego w interpretacjach geologicznych i określić zakres fizycznie realistycznych rozwiązań. Najsłabszymi ogniwami takich analiz są: niedostateczna weryfikacja algorytmów opisujących mechanizmy deformacji skał w skrajnych warunkach fizycznych oraz trudna do sprecyzowania geometria i skład litologiczny modelowanych obiektów. Obecnie szybko rozwijają się numeryczne modelowania geodynamiki, głównie dzięki wzbogaceniu matematycznych modeli deformacji nieliniowych i elementów kontaktowych, reprezentujących nieciągłości pola odkształceń.

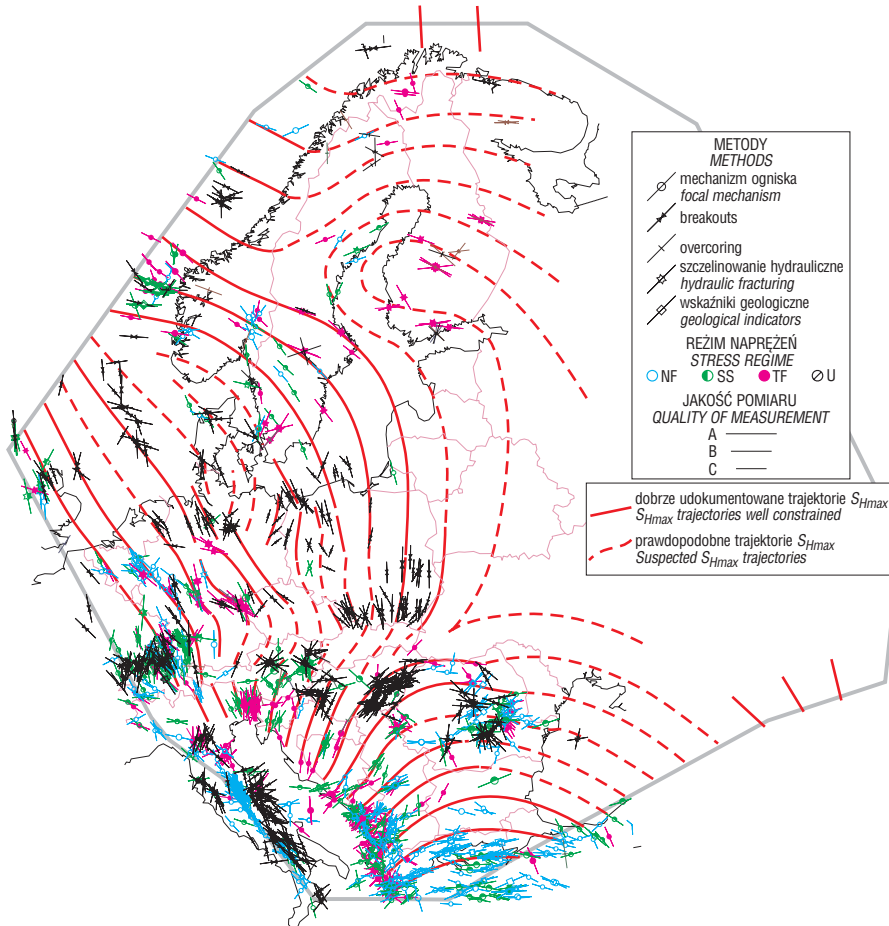
Metoda elementów skończonych jest dobrze ugruntowana w zakresie deformacji sprężystych. Mimo iż znaczna część odkształceń litosfery realizuje się przez deformacje lepkie i plastyczne, to stan naprężeń współczesnych można skutecznie reprodukcować uwzględniając jedynie deformacje sprężyste. Modele deformacji sprężystych były wielokrotnie stosowane do analizy rozkładu naprężeń w skali płyt litosferycznych (np. Grünthal & Stromeyer, 1992; Gölke & Coblenz, 1996; Mantovani i in., 2000; Bada i in., 2001; Andeweg, 2002). Takie podejście zastosowano również w prezentowanym modelu, który od poprzednich różni się głównie większą komplikacją struktury tektonicznej oraz uwzględnieniem interakcji większej ilości czynników

*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-950 Warszawa; marek.jarosinski@pgi.gov.pl



Ryc. 1. Kontur modelu (czerwona przerywana linia) na tle szkicu tektonicznego Europy (za Berthelsenem, 1992, zmienił). Odcieniami szarości zaznaczono obszary o różnym wieku amalgamacji. BM — masyw czeski, MP — platforma mezyjska, NAF — uskoczek północnoanatolijski, STZ — strefa Sorgenfrei-Tornquista, TB — basen transylwański, TESZ — strefa szwu transeuropejskiego, TTZ — strefa Teisseyre'a-Tornquista

Fig. 1. The model's border (red dotted line) at the background of the geological sketch of Europe (after Berthelsen, 1992, modified). Grey-scale indicates areas of different age of amalgamation. BM — Bohemian Massif, MP — Moesian platform, NAF — North Anatolian Fault, STZ — Sorgenfrei-Tornquist Zone, TB — Transylvanian Basin, TESZ — Trans-European Suture Zone, TTZ — Teisseyre-Tornquist Zone

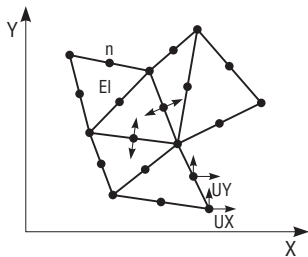


Ryc. 2. Wskaźniki współczesnego pola naprężeń w Europie Środkowej na podstawie danych Światowej Bazy Naprężeń (Reinecker i in., 2003), z uzupełnieniami (Roth & Fleckenstein, 2001; Jaroński, 2005a). Zaznaczono interpretacyjne trajektorie największego naprężenia poziomego S_{Hmax} (ciągłe linie czerwone) z wyróżnieniem trajektorii słabo udokumentowanych (przerywane linie czerwone). Reżimy naprężeń: NF — uskoczków normalnych; SS — uskoczków przesuwowych, TF — nasuniętych, U — nieokreślony

Fig. 2. Indicators of the recent stress field of Central Europe based on the World Stress Map database (Reinecker et al., 2003), supplemented data from Roth & Fleckenstein (2001) and Jaroński (2005a). S_{Hmax} trajectories are shown: well constrained (solid red line) and suspected (red dashed line). Stress regimes: NF — normal faulting, SS — strike-slip faulting, TF — thrust faulting, U — unknown

kształtujących pole naprężeń. Umożliwia to bardziej szczegółowe dopasowanie wyników modelowania do danych oraz osiągnięcie rezultatów o wyższym stopniu integracji. Należy sobie jednak zdawać sprawę, że uproszczenia przy konstrukcji modelu dotyczące zarówno struktury, jak i właściwości mechanicznych powodują, że wyliczone wartości bezwzględne sił tektonicznych i naprężeń należy traktować jako szacunkowe. Natomiast otrzymane trendy zmienności sił tektonicznych oraz proporcje pomiędzy nimi, a także istotność poszczególnych czynników w kształtowaniu pola naprężeń na obszarze Polski są, jak się wydaje, znaczącymi wynikami modelowania.

Dzięki szczegółowości modelu oraz zintegrowaniu w nim zewnętrznych sił tektonicznych z obciążeniami topograficznymi i aktywnymi uskoczkami przy jednoczesnym uwzględnieniu różnicowania mechanicznego pomiędzy blokami tektonicznymi, można było podjąć również szereg kwestii natury regionalnej. Szczególną uwagę poświęcono kinematyce bloku adriatyckiego (Adrii), którego aktywność jest uznawana przez wielu autorów za główne źródło współczesnej kompresji na Bałkanach (Gerner i in., 1999; Bada i in., 1998). Ciągłe nierozstrzygniętymi problemami są: stopień spojenia mechanicznego Adrii z Afryką (Channell i in., 1979; Mantovani i



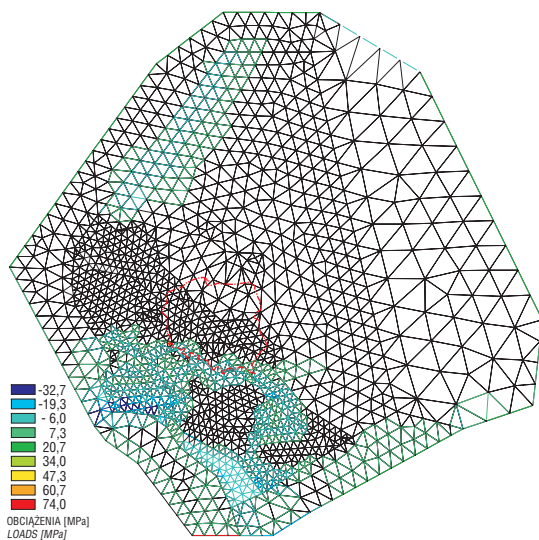
Ryc. 3. Model jest zbudowany z elementów trójkątnych (EI) z dodatkowymi węzłami po środku ich boków (n), w kartezjańskim układzie współrzędnych. Każdy węzeł siatki ma dwa stopnie swobody UY i UX

Fig. 3. The model is built in Cartesian co-ordinate system with triangular elements (EI) having additional nodes in the midpoint of each element's side (n). Two degrees of freedom UY and UX are attributed to each node of the mesh

in., 1990), wewnętrzna jednorodność tego bloku (Weber i in., 2005) oraz sposób dystrybucji obciążeń pomiędzy jońską a apenińską krawędzią Adrii (Dercourt i in., 1986; Locardi, 1988). Rozważany był również wpływ resztkowej subdukcji w Karpatach Wschodnich (Wortel & Spakman, 2000; Cloetingh i in., 2004) na rozkład naprężeń poziomych w Europie Środkowej. Ponieważ subdukujący tu fragment płyty odrywa się obecnie od karpackiej strefy kolizji (Onicescu, 1987), nie jest pewne czy wpływa on istotnie na pole naprężeń poziomych. Przedmiotem odmiennych interpretacji są również przyczyny resztkowej ekstruzji bloku Taurów w Alpach Wschodnich (Champagnac i in., 2004; Selverstone, 2005) oraz możliwość przekazywania naprężeń z Europy Zachodniej w poprzek masywu czeskiego na obszar panoński (Bada i in., 1998). Wszystkie powyższe kwestie znalazły swoje odzwierciedlenie w wynikach modelowania i były przedmiotem obszerniejszej publikacji (Jarosiński i in., 2006). Tam też zamieszczono bardziej wyczerpujący opis metody i procedury modelowania.

Zarys współczesnej geodynamiki Europy Środkowej na podstawie światowej bazy naprężeń

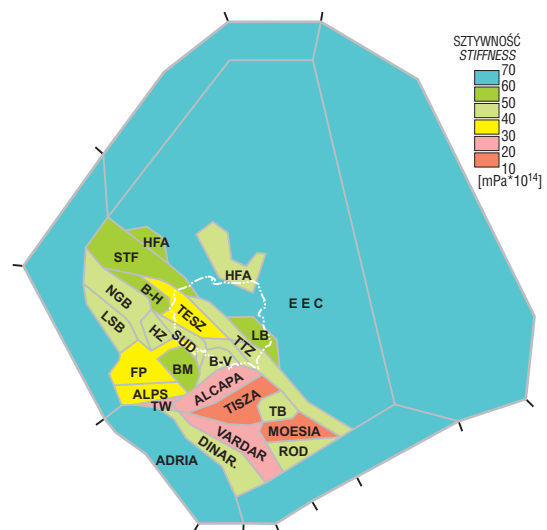
Badany obszar zawiera się w obrębie płyty euroazjatyckiej i ograniczony jest do kontynentalnego fragmentu Europy Środkowej. Cechuje się on urozmaiconą strukturą tektoniczną (ryc. 1), która istotnie wpływa na obczną



Ryc. 4. Siatka obliczeniowa modelu z zaznaczonymi obciążeniami zewnętrznymi (tektonicznymi) i wewnętrznymi (topograficznymi). Korekta na obciążenia topograficzne została wprowadzona tylko dla obszarów wyniesionych lub obniżonych o więcej niż 300 m n.p.m.

Fig. 4. Mesh of the model with indicated external (tectonic) and internal (topographic) loads. Correction for topographic stresses is implemented for the areas elevated or depressed by more than 300 m from the sea level

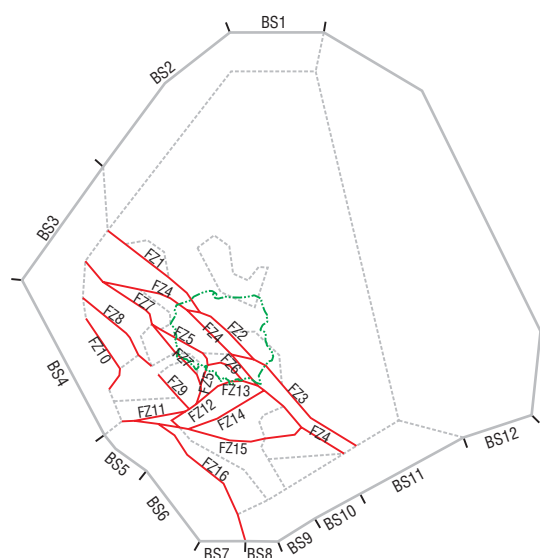
zmiennosc mechaniczną litosfery (Cloetingh & Banda, 1992; Lankreijer i in., 1999; Jarosiński & Dąbrowski, 2006). Z punktu widzenia współczesnej geodynamiki, na obszarze tym wyróżnić można dwie prowincje położone po obu stronach szwu alpejskiego (Jarosiński, 2005a). Obszar znajdujący się na północ od Alp i Karpat, obejmujący platformę paleozoiczną i wschodnioeuropejską platformę prekambryjską (EEC), cechuje się względną stabilnością kierunków największego współczesnego naprężenia poziomego S_{Hmax} (ryc. 2). Dominują tu mianowicie NW–SE kierunki S_{Hmax} i przesuwczy reżim naprężeń (Müller i in., 1992, 1997). Systematyczne odchylenia od tego trendu w kierunku południkowym występują na Morzu Barentsa (Fejerskov & Lindholm, 2000), w północno-wschodnich Niemczech (Roth, & Fleckenstein, 2001) oraz we wschodniej Polsce (Jarosiński, 2005a). Prowincja ta jest wyeksponowana na względnie stabilny nacisk od strony Oceanu Atlantyckiego, przenoszony w poprzek pasywnej krawędzi kontynentalnej.



Ryc. 5. Wyróżnione bloki tektoniczne o zróżnicowanej sztywności: BM — masyw czeski, B-V — masyw Brunovistulic, FP — Eger Graben-Franconian Platform, HFA — obszary dodatniej anomalii strumienia ciepłego w obrębie EEC, HZ — masyw Harzu, LB — basen lubelski, LSB — basen dolnosaksoński, NGB — basen północnoniemiecki, ROD — Rodopy, STF — „wachlarz” Sorgengfreia-Tornquista, TB — basen transylwański, TESZ — strefa szwu transeuropejskiego, TTZ — Strefa Teisseyre’a-Tornquista, TW — okno Tauern-Rechnitz

Fig. 5. The differentiated tectonic blocks and their stiffness: BM — Bohemian Massif, B-V — Brunovistulic Massif, FP — Eger Graben-Franconian Platform, HFA — areas of heat flow positive anomalies within the EEC, HZ — Harz-Erzgebirge Massif, LB — Lublin Basin, LSB — Lower Saxony Basin, NGB — North German Basin, ROD — Rhodopes, STF — Sorgengfrei-Tornquist fan, TB — Transylvanian Basin, TESZ — Trans European Suture Zone, TTZ — Teisseyre-Tornquist zone, TW — Tauern-Rechnitz Window

Z kolei obszar na południe od pasma alpidów został przyłączony do płyty euroazjatyckiej w neogenie na skutek akrecji terranów w Alpach, Karpatach i Dynarydach. Cechuje się on znaczną zmiennością kierunków i reżimów naprężeń (Reinecker i in., 2003). Góry Dynarskie są ścisłane w kierunku NNE–SSW, przy zmiennym reżimie naprężeń — od przesuwczego do nasuwczego (Gerner i in., 1999). Również w obrębie basenu panońskiego panuje reżim nasuwczy i przesuwczy a trajektorie S_{Hmax} układają się w formie wachlarza, w przybliżeniu prostopadle względem łuku Karpat Zachodnich i Wschodnich (Gerner i in., 1999). Na Bałkanach, od pasma Rodopów ku południowi stopniowo nasila się eksensja, która ogarnia zwłaszcza domenę Morza Egejskiego (Jackson & McKenzie, 1988). Prowincja południowo-europejska jest poddana zmiennym naciskom tektonicznym ze śródziemnomorskiej strefy kolizji, w obrębie której mobilne bloki tektoniczne Adrii i Anatolii (Flerita i in., 2004), ograniczone strefami prze-



Ryc. 6. Uwzględnione w modelu strefy uskokowe (FZ): FZ1 — Sorgenfreia-Tornquista, FZ2 — Teisseyre’a-Tornquista, FZ3 — świętokrzysko-dobrużańska, FZ4 — szwu transeuropejskiego, FZ5 — sudecko-morawska, FZ6 — Kraków-Lubliniec, FZ7 — Hamburg-Laba, FZ8 — lineament frankoński, FZ9 — bawarsko-dunajska, FZ10 — rowu Renu, FZ11 — Salzach-Ennstal, FZ12 — Lavanttal i Mur-Žilina, FZ13 — pienińskiego pasa skałkowego, FZ14 — lineamentu śródwęgierskiego; FZ15 — Adriatyk-Drawa; FZ16 — szwu dynarskiego; oraz segmenty krawędziowe modelu (BS): BS1 — Morza Barentsa, BS2 — Morza Norweskiego, BS3 — Morza Północnego, BS4 — brytyjsko-francuski, BS5 — alpejski, BS6 — apeniński, BS7 — Morza Jońskiego, BS8 — grecki, BS9 — egejski, BS10 — Morza Marmara, BS11 — Morza Czarnego, BS12 — kaukaski

Fig. 6. Fault zones (FZ) and boundary segments (BS) incorporated into the model: FZ1 — Sorgenfrei-Tornquist, FZ2 — Teisseyre-Tornquist, FZ3 — Holy Cross-Dobrogea, FZ4 — Trans-European Suture, FZ5 — Sudetic-Moravian, FZ6 — Kraków-Lubliniec, FZ7 — Hamburg-Elbe, FZ8 — Franconian, FZ9 — Bavarian-Danube, FZ10 — Rhine Graben, FZ11 — Salzach-Ennstal, FZ12 — Lavanttal and Mur-Žilina, FZ13 — Pieniny Klippen Belt, FZ14 — Mid-Hungarian, FZ15 — Peri-Adriatic-Drava, FZ16 — Dinaride suture, BS1 — Barents Sea, BS2 — Norwegian Sea, BS3 — North Sea, BS4 — British-French, BS5 — Alpine, BS6 — Apennine, BS7 — Ionian Sea, BS8 — Greece, BS9 — Aegean, BS10 — Marmara Sea, BS11 — Black Sea, BS12 — Caucasus

suwczymi i subdukcijnymi, powodują nierównomierną dystrybucję sił kolizji.

Generalizując, trajektorie S_{Hmax} w Europie Środkowej zakreślają dwa wielkie łuki wychodzące z Gór Dynarskich i rozwidlające się w obszarze panońskim na łuk południowy — zmierzający w kierunku Morza Czarnego i łuk północny — przebiegający przez wschodni brzeg platformy wschodnioeuropejskiej (EEC) ku Morzu Północnemu (ryc. 2). Na obszarze Polski mamy do czynienia ze stopniową kompensacją nacisków przenoszonych ze śródziemnomorskiej strefy kolizji (Bada i in., 1998; Jarosiński, 2005a). Kompensacja ta przejawia się w postaci rozwarstwienia pola naprężeń w zachodniej części Karpat (Jarosiński, 1998) i rotacji S_{Hmax} w obrębie strefy Teisseyre’a-Tornquista (TTZ) (Jarosiński, 2005a). Strefa TTZ stanowi strefę największego gradientu reologicznego pomiędzy chłodnym i sztywnym kratonem EEC, a cieplejszą i osłabioną litosferą platformy paleozoicznej (Jarosiński i in., 2002 oraz Jarosiński & Dąbrowski, 2006). Powyższe procesy kompensacji powodują, że w Polsce dochodzi do przenikania się wpływów naprężeń o kierunkach NW–SE, charakterystycznych dla Europy Środkowej i południkowych, które zadecydowały o wydzieleniu przedkarpackiej domeny naprężeniowej (Jarosiński, 2005a).

Metodyka i procedura modelowania oraz konstrukcja modelu

Istotą metody elementów skończonych (Zienkiewicz, 1977) jest dyskretyzacja powierzchni modelowanego obiektu na elementy o prostej geometrii, które są zdefiniowane przez węzły w narożach, a niekiedy również na ich krawędziach (ryc. 3). Węzłom przypisane są stopnie swobody, które w przypadku modelu strukturalnego dwuwymiarowego (2D) są współzrędnymi przemieszczenia na płaszczyźnie. Obliczenia polegają na iteracyjnym rozwiązywaniu macierzy przemieszczeń i sztywności (określonej dla każdego elementu) dla stopni swobody w węzłach. Wyniki tych obliczeń są zwykle uśredniane dla każdego elementu i lokalizowane w jego środku ciężkości. Oddziaływania między elementami odbywają się poprzez węzły wspólne dla elementów. Każdy z elementów przekazuje obciążenia elementom sąsiednim i w ten sposób deformacje i naprężenia rozprzestrzeniają się w obrębie modelu.

Modelowanie było przeprowadzone we Vrije Universiteit w Amsterdamie za pomocą programu ANSYS. Przy konstrukcji modelu wykorzystano elementy trójkątne, sprężyste, płaskie o zmiennej grubości, z 6. węzłami każdy. Siatka modelu składa się z ok. 4000 elementów (ryc. 4), pogrupowanych w bloki tektoniczne o zróżnicowanych parametrach mechanicznych. Dodatkowo wykorzystano elementy kontaktowe, symulujące strefy dyslokacyjne o kinematyce przesuwczej, których właściwości określone są przez współczynniki tarcia (μ). Parametry sprężyste wewnątrz każdego z bloków tektonicznych, stanowiących continuum, są stałe i określone przez moduł Younga (E) oraz miąższość sprężystą litosfery (Th). Iloczyn tych parametrów określa sztywność bloków: $Sf = Th \times E$. Dla uproszczenia przyjęto stałą wartość współczynnika Poissona: $\nu = 2,5$. Obciążenia zadawano na dwa sposoby: jako zewnętrzne siły tektoniczne na krawędzie modelu oraz jako siły wewnętrzne wynikające ze zróżnicowania energii potencjalnej grawitacji (Fleitout, 1991; Coblenz i in., 1994), oddziałujące na krawędzie elementów wewnątrz

modelu (ryc. 4). W istocie wprowadzono korektę na energię potencjalną grawitacji, liczoną jako różnicę średniej energii dla danego elementu, względem litosfery referencyjnej — o skorupie miąższości 30 km bez topografii. Dla całego modelu przyjęto stałą gęstość skorupy ziemskiej: $2,75 \text{ g/cm}^3$ oraz płaszcz: $3,30 \text{ g/cm}^3$ (dalsze szczegóły [W:] Jarosiński i in., 2006). Założono, że litosfera w Europie Środowej znajduje się w stanie równowagi izostatycznej, tzn. topografii powierzchni ziemi odpowiadają negatywne do niej formy na powierzchni Moho. Przy takim uproszczeniu wielkość korekty na energię potencjalną grawitacji jest funkcją tylko jednej zmiennej, tzn. wysokości n.p.m. Poprawkę tę wprowadzono jako ciśnienie skierowane do wewnątrz elementu — dla śródkontynentalnych basenów morskich lub na zewnątrz elementu — dla obszarów wyniesionych. Wartości naprężeń topograficznych zostały uśrednione dla miąższości litosfery sprężystej. Naprężenia wynikające z tej poprawki będą nazywane w skrócie naprężeniami topograficznymi.

W efekcie skonstruowano model składający się z 32 bloków tektonicznych (ryc. 5), 16 regionalnych stref uskoku oraz 12 krawędziowych segmentów modelu (ryc. 6), mających swoje tektoniczne uzasadnienie. Przebieg krawędzi modelu dobrano tak, aby w miarę możliwości były one prostopadłe lub równoległe względem S_{Hmax} i przebiegały blisko poziomu morza. Od strony zachodniej model został obcięty arbitralnie tak, aby zachować względnie izometryczny jego kształt. Taki kształt pozwolił na zachowanie równowagi pomiędzy momentami sił przyłożonymi do pasywnej krawędzi kontynentu z jednej strony i do śródziemnomorskiej strefy kolizji z drugiej strony. Model został przytwierdzony wzdłuż krawędzi wschodniej, w głębi stabilnej EEC. Modelowanie progresywne prowadzono na zasadzie prób i błędów. W celu znalezienia najlepszego rozwiązania modelu, obliczenia naprężeń i deformacji powtórzono kilkaset razy dla różnych konfiguracji modelu i warunków brzegowych, tak aby otrzymany rozkład naprężeń był jak najbardziej zbliżony do danych (por. ryc. 2). Strukturę geometryczną modelu zachowano niezmienną.

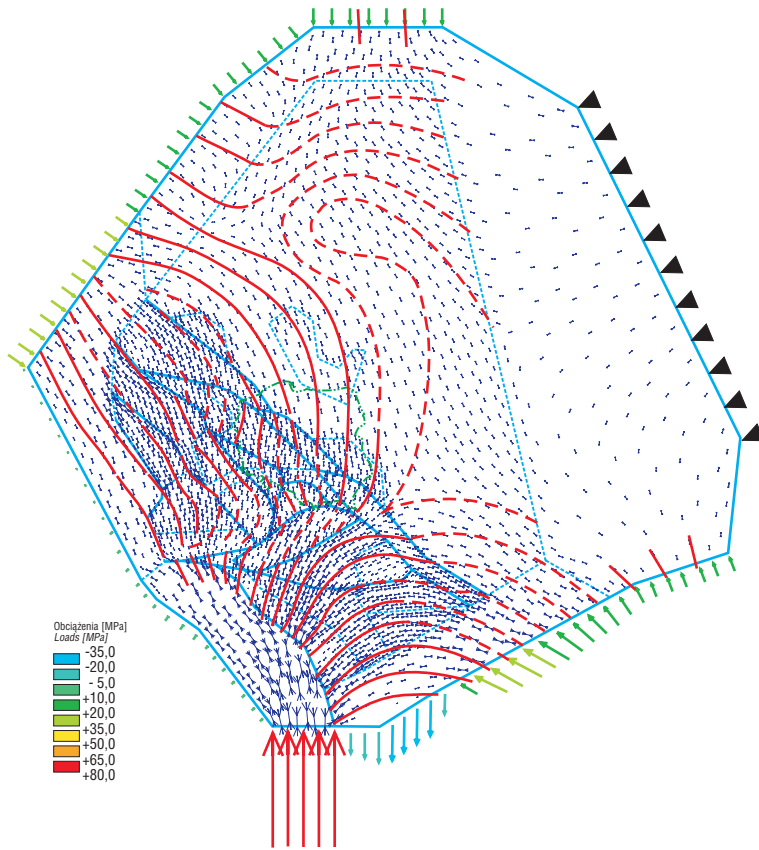
Obliczenia rozpoczęto od najprostszego modelu z zablokowanymi strefami uskoku ($\mu = 1$) i stałymi parametrami mechanicznymi na wskroś modelu. W kolejnych krokach stopniowo komplikowano model poprzez zróżnicowanie sztywności bloków tektonicznych, odblokowanie stref uskoku oraz poprzez zadanie obciążeń topograficznych. Dzięki takiemu stopniowaniu można było określić wagę poszczególnych czynników w kształtowaniu współczesnego pola naprężeń. Zróżnicowanie sztywności bloków tektonicznych było wstępnie ustalone na podstawie typowych modeli reologicznych litosfery, przyjętych na podstawie literatury (Mantovani i in., 2000; Cloetingh & Banda, 1992; Lankreijer i in., 1999; Jarosiński i in., 2002). Następnie sztywność bloków była kontrastowana dla znalezienia maksymalnej różnicy sztywności, przy której model znajduje zadawalające rozwiązanie. Wyniki modelowania były weryfikowane poprzez porównanie wyliczonych kierunków i reżimów naprężeń z danymi pomiarowymi (ryc. 2). Mimo iż wyniki modelowania sprężystego 2D nie wskazują jednoznacznie na reżim naprężeń, to pewne rozwiązania można przyjąć jako najbardziej prawdopodobne (Jarosiński i in., 2006). Dodatkowym elementem weryfikacji modeli była aktywność i kinematyka stref uskoku.

Wyniki modelowania

Zróżnicowanie sił tektonicznych oddziałujących na krawędzie kontynentu (modelu). Znaczna komplikacja rozkładu naprężeń w Europie Środkowej była przyczyną trudności w znalezieniu optymalnej konfiguracji obciążeń zewnętrznych, dla których uzyskano by zadawalające rozwiązanie modelu, tzn. dopasowanie wyników modelowania do danych. Z drugiej zaś strony, dzięki tej komplikacji otrzymano względnie unikalne rozwiązanie modelu (ryc. 7, 8). Dobre rozwiązanie dla prostszych modeli (bez topografii i uskoków) można było uzyskać dla znacznej rozpiętości wielkości zewnętrznych sił tektonicznych, przy zachowaniu jednak określonych proporcji pomiędzy obciążeniami na poszczególne segmenty krawędziowe. Dzięki zastosowaniu bardziej złożonych modeli, można było znacznie zawęzić wachlarz możliwych rozwiązań. Zasadniczym sposobem kalibracji zewnętrznych sił tektonicznych było porównanie naprężeń wzbudzonych przez siły zewnętrzne z wielkością naprężeń topograficznych. Wiedząc, że np. w Alpach Wschodnich powyższe składowe naprężenia się równoważą (Reinecker & Lenhardt, 1999; Champagnac i in., 2004), można było wskazać najlepiej spełniający ten warunek zespół obciążeń zewnętrznych. Dodatkowe ograniczenie dla sił zewnętrznych wynika z faktu, że wraz z ich podwyższaniem model staje się bardziej zwarty, co pociąga za sobą spadek aktywności uskoku. Dla zbyt dużych wartości sił tektonicznych niektóre, w rzeczywistości aktywne uskoki pozostają w modelu zablokowane, nawet przy nierealistycznie niskim $\mu = 0,1$. W efekcie wyznaczono przedziały wielkości sił tektonicznych przyłożonych do poszczególnych segmentów krawędzi kontynentu (ryc. 7). Dla segmentów, do których siły tektoniczne są zorientowane prostopadłe obciążenia te zostały przeliczone na ciśnienia boczne oddziałujące na litosferę o miąższości 100 km.

Dla NW pasywnej krawędzi Europy otrzymano kompresję w zakresie 8–16 MPa. Zaznacza się wyraźny trend redukcji tych obciążeń ku NE, co wynikać może ze spadku sił parcia płyty Atlantyku w tym kierunku. Spadek ten można korelować z sukcesywnie młodszym wiekiem dna oceanicznego ku NNE. Otrzymane obciążenia dobrze pasują do obliczonych innymi metodami wielkości parcia płyt oceanicznych w funkcji ich wieku (Turcotte & Schubert, 1982) wówczas, gdy przyjmujemy topograficzną tensję krawędzi kontynentu –10 MPa. Istotnym szczegółem otrzymanego rozwiązania jest skokowy spadek obciążeń pomiędzy segmentem Morza Północnego a segmentem Morza Norweskiego z 12 MPa do 8 MPa. Zróżnicowanie takie jest warunkiem prawidłowej symulacji łuku trajektorii S_{Hmax} przebiegającego na obszarze Polski wzdłuż krawędzi EEC. Innym znaczącym wynikiem jest większy nacisk tektoniczny od strony Morza Barentsa niż od Morza Norweskiego, świadczący o większym parciu płyty Oceanu Arktycznego niż północnego odgałęzienia Atlantyku.

Dla intrakontynentalnej brytyjsko-francuskiej krawędzi modelu otrzymano niewielką tensję lub kompresję w zakresie 2 MPa. Ponieważ krawędź ta jest równoległa względem S_{Hmax} , zatem można stwierdzić, że minimalne naprężenie poziome (S_{Hmin}) jest tu bliskie zeru. Wynik ten jest zgodny ze współczesną geodynamiką rowu Renu, w sąsiedztwie którego współcześnie panuje zarówno reżim przesuwczy jak i ekstensyjny (Plenefisch & Bonjer, 1997). Obciążenie na ten segment modelu musi być dobrane pre-



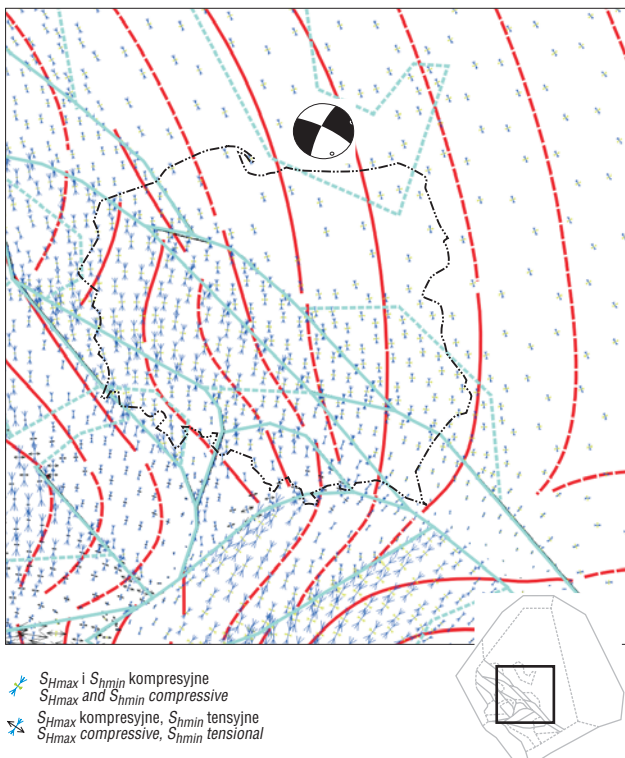
Ryc. 7. Wyniki modelowania pokazujące stopień dopasowania obliczonych kierunków S_{Hmax} (strzałki wewnątrz modelu) do kierunków wynikających z danych (trajektorie jak na ryc. 2). Strzałki na obrzeżeniu modelu pokazują wielkości i kierunki zewnętrznych obciążeń tektonicznych. Wielkość strzałek jest proporcjonalna do wielkości sił tektonicznych. Odnosząca się do strzałek skala barwna, pokazuje przedziały wielkości obciążeń uśrednione dla litosfery o miąższości 100 km. Trójkątami zaznaczono przytwierdzoną krawędź modelu, pozbawioną obciążeń zewnętrznych

Fig. 7. Results of modelling showing comparison between the modelled S_{Hmax} directions (arrows in side the model) and stress directions from data (trajectories like in the Fig. 2). Arrows attached to the model's boundary indicate directions and magnitudes of external tectonic loads. Size of arrows is proportional to the magnitude of the loads. Colour-scale indicates magnitudes of external loads averaged over a 100 km thick lithosphere. Black triangles point to the fixed model boundary lacking external tectonic loads

czyjnie, gdyż w przypadku zbyt dużej kompresji, S_{Hmax} na krawędzi EEC przybiera orientację prostopadłą względem TTZ. Krawędź modelu przecina Alpy w poprzek na krótkim odcinku toteż obciążenia na tę krawędź nie mają istotnego znaczenia dla wyników modelowania. Przyjęta do modelowania kompresja 6 MPa, po skalibrowaniu do poziomu morza daje niewielką tensję. Podobnie apeniński

segment jest prawie swobodną krawędzią, gdyż kompresja na tym odcinku jest mniejsza niż 4 MPa. Apeniny nie stanowią zatem istotnego źródła kompresji dla Europy Środkowej. W ich obrębie przeważa obecnie ekstensyjny reżim naprężeń (Mariucci i in., 1999), który prawdopodobnie jest skutkiem topograficznej tensji pasma górskiego.

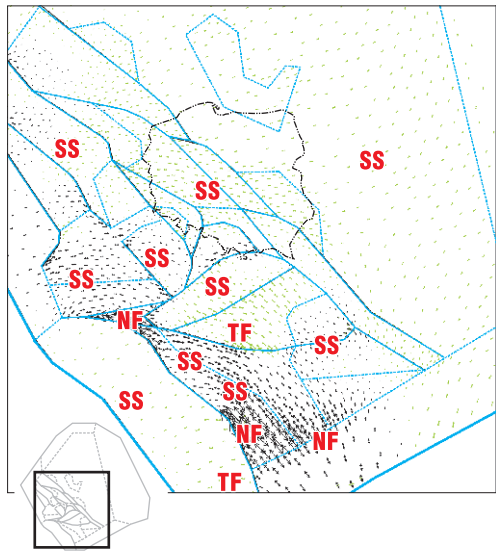
Wyjątkowo silna kompresja do ok. 90 MPa oddziałuje na S krawędź Adrii od strony Morza Jońskiego. Świadczy to o silnym zespoleniu mechanicznym Afrii z Afryką. Skutkiem tego, konwergencja pomiędzy Afryką i Europą kompensowana jest daleko od strefy kolizji, wewnątrz płyty europejskiej. Wyniki modelowania pokazują, że blok Adrii ma złożoną kinematykę. Pod wpływem nacisku od południa ulega on translacji ku północy, a jednocześnie wykonuje lewoskrętną rotację, spowodowaną niewspółosiowym naciskiem od strony Morza Jońskiego względem jego podparcia w Alpach. Ten mechanizm powo-



Ryc. 8. Obliczony na podstawie modelowania rozkład naprężeń dla Polski i jej bezpośredniego otoczenia. Strzałki pokazują kierunki największego i najmniejszego naprężenia poziomego: S_{Hmax} i S_{Hmin} . Wielkość strzałek jest proporcjonalna do wielkości naprężeń, uśrednionych dla litosfery o zróżnicowanej miąższości. „Piłka plażowa” (w górnej części ryc.) ilustruje mechanizm ogniska wstrząsu sejsmicznego w Kaliningradzie (wrzesień 2004 r. — wg Ośrodka Sejsmicznego w Harvardzie)

Fig. 8. Computed stress pattern for Poland and adjacent areas. Arrows indicate directions of maximum and minimum horizontal stresses: S_{Hmax} and S_{Hmin} . Size of arrows is proportional to stress magnitudes averaged over the variable thickness of the lithosphere. Beach-ball diagram (in the top of figure) shows focal mechanism solution for the Kaliningrad earthquake (September, 2004 after Harvard Seismological Centre)

duże prawoskrętne przemieszczenia przesuwce wzdłuż szwu dynarskiego oraz dodatkowy nacisk na Bałkany wynikający z rotacji (por. ryc. 10b). Kompresja ta jest przenoszona w poprzek Dynarydów na obszar basenu panońskiego, a



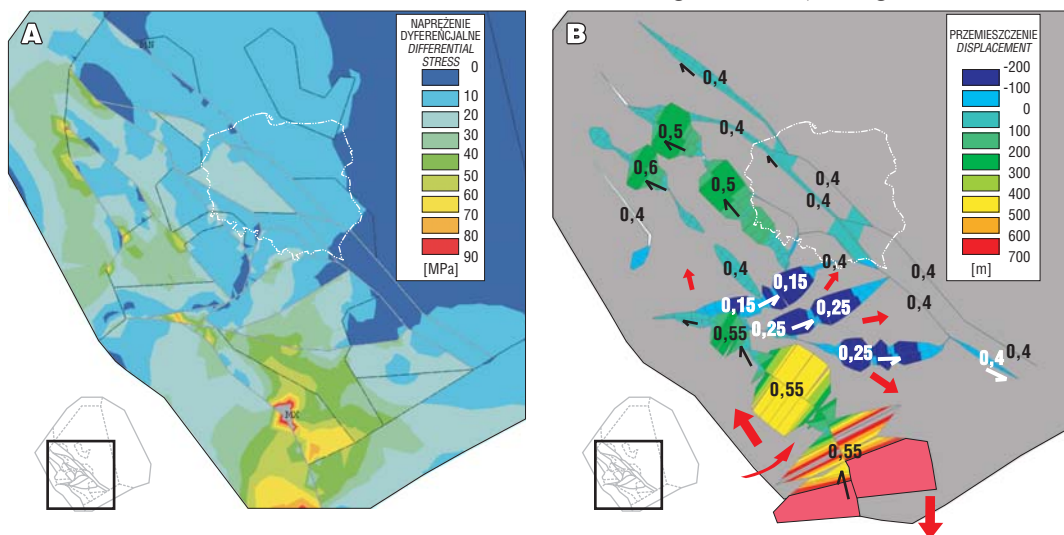
Ryc. 9. Otrzymane w wyniku modelowania kierunki i wielkości najmniejszego naprężenia poziomego (S_{hmin}). Silnie tensyjne S_{hmin} przemawia za reżimem uskoku normalnych (NF), lekko kompresyjne lub tensyjne S_{hmin} sugeruje reżim przesuwczy (SS), silnie kompresyjne S_{hmin} przemawia na korzyść reżimu nasuwczego (TF). Czarne strzałki — tensyjna składowa naprężenia tektonicznego; zielone strzałki — kompresyjna składowa naprężenia tektonicznego

Fig. 9. The results of modelling showing direction and magnitude of the minimum horizontal stress (S_{hmin}). Highly tensional S_{hmin} points to normal fault stress regime (NF), moderately compressive or tensional S_{hmin} suggests strike-slip regime (SS), intensively compressive S_{hmin} implies thrust fault stress regime (TF). Black arrows — tensional component of tectonic stress; green arrow — compressive component of tectonic stress

stamtąd dalej ku północy poprzez blok ALCAPA i Karpaty na obszar Polski. W ten sposób, nacisk od strony Morza Jońskiego i jego efektywna transmisja sztywnym blokiem Adrii jest głównym czynnikiem odpowiedzialnym za odchylenie S_{Hmax} ku południowi na północnym przedpolu Alp i Karpat. W Polsce wpływ ten jest czytelny we wschodniej części kraju, gdzie obserwujemy systematyczne odchylenie S_{Hmax} w kierunku południkowym. Takie rozwiązanie modelu potwierdza, że obserwowane rotacje naprężeń w obrębie TESZ (Jarosiński, 2005a) są najprawdopodobniej świadectwem prostego ścinania, spowodowanego nierównomierną kompensacją nacisków od południa.

Z kompresyjną południową krawędzią Adrii sąsiaduje grecko-egejska krawędź tensyjna. Maksymalną ekstensję rzędu $-2,2 \times 10^{12} \text{ Nm}^{-1}$ wyliczono dla odcinka egejskiego. W tym przypadku, ze względu na skośność sił tektonicznych do krawędzi, tensji nie przeliczono na ciśnienia. Tak znaczna tensja wyraźnie przekracza przewidywania dla efektu topograficznego krawędzi basenu Morza Egejskiego. Można zatem wnioskować, że postulowane przez innych autorów (Meier i in., 2003, 2004) zwijanie się płyty oceanicznej w helleńskiej strefie subdukcji jest istotnym źródłem aktywnej tensji. Ma ona decydujące znaczenie dla ukształtowania się południowego łuku trajektorii S_{Hmax} , w którego centrum znajduje się Morze Egejskie. Ponadto ekstensyjny reżim naprężeń w południowej części Bałkanów powoduje rozluźnienie całego obszaru panońskiego, co ułatwia mobilność bloków tektonicznych na tym obszarze. Mimo iż tensja ta nie ma bezpośredniego związku z polem naprężeń na obszarze Polski, to ułatwiający przemieszczanie się bloku ALCAPA ku NE wspomaga efektywność transmisji kompresji od strony Adrii.

Pomiędzy ekstensyjną prowincją egejską, a kompresyjną krawędzią Morza Czarnego występuje krótki, przejściowy odcinek Morza Marmara, w obrębie którego obciążenia tektoniczne zmieniają się od $-2 \times 10^{12} \text{ Nm}^{-1}$ do $+2,2 \times 10^{12} \text{ Nm}^{-1}$. Wynik taki jest zgodny z obserwacjami GPS dla tego obszaru (Reilinger i in., 1997; Kotzev i in.,



Ryc. 10. Wyniki modelowania obrazujące: A — wyliczone wielkości maksymalnych naprężeń dyferencjalnych (z uwzględnieniem $S_v = 0$), uśrednione dla miąższości sprężystej litosfery; B — wyliczone przesuwce przemieszczenia na uskokuach, kompensowane sprężystą deformacją bloków tektonicznych. Strzałki pokazują kierunek przemieszczeń: czarne — prawoskrętne, białe — lewoskrętne, czerwone — kierunek ruchu bloków tektonicznych. Podano liczbowe wartości współczynnika tarcia (μ) na poszczególnych uskokuach.

Fig. 10. Results of modelling show: A — calculated magnitudes of maximum differential stresses (taking into account $S_v = 0$), averaged over the thickness of elastic lithosphere; B — computed strike-slip fault displacements compensated in purely elastic manner. Arrows point to direction of movements: black — dextral, white — sinistral, red — general motion of tectonic blocks. Numbers indicate value of friction coefficient (μ) for fault zones, used in presented run of the model

2001). Na Pontyjskim wybrzeżu Morza Czarnego kompresja wzrasta do $2,5 \times 10^{12} \text{ Nm}^{-1}$, by następnie dalej ku wschodowi obniżyć się do $1,2 \times 10^{12} \text{ Nm}^{-1}$. Taki trend zmian kompresji może wynikać z kontrastu reologicznego pomiędzy zachodnią i wschodnią częścią Morza Czarnego (Cloetingh i in., 2003). Na tym odcinku naciski są skośne do wybrzeża Morza Czarnego, co odpowiada prawoskrętnemu przemieszczeniu wzdłuż uskoku północnoanatolijskiego towarzyszącemu ucieczce Anatolii ku zachodowi (Flerita i in., 2004). Wyniki modelowania sugerują, że ucieczka tego bloku jest również wspomagana przez tensję od strony helleńskiej strefy subdukcji. Dalej ku wschodowi w segmencie kaukaskim, jeszcze mniejsza kompresja, rzędu 6–10 MPa, przekazywana jest w głąb EEC. Przyczyną spadku kompresji jest prawdopodobnie usuwanie się bloku anatolijskiego sprzed postępującej ku północy Arabii, jak również efektywna kompensacja deformacji w obrębie Wielkiego Kaukazu (Reilinger i in., 1997; McClusky i in., 2000).

Wielkość reżimu naprężeń oraz aktywność uskoków

Wielkości maksymalnych naprężeń dyferencjalnych (S_D), wewnątrz kontynentalnej części płyty, były liczone dla różnych modeli ze stałymi i zmiennymi parametrami mechanicznymi. Poniżej podano uśrednione wartości naprężeń dla litosfery o zróżnicowanej miąższości. Należy mieć na uwadze, że ze względu na rozwarstwienie reologiczne, naprężenia w poszczególnych warstwach litosfery mogą znacznie odbiegać od podanych poniżej wartości średnich. Reżimy naprężeń dedukowano z modelu przyjmując założenie, że litosfera pozbawiona obciążeń tektonicznych znajduje się w stanie bliskim izotropowego (hydrostatycznego). Ze względu jednak na pewną długookresową wytrzymałość skał, naprężenia poziome są mniejsze od nacisku nakładu skalnego (S_V), co przesądza o słabym reżimie ekstensyjnym panującym w nieobciążonej tektonicznie litosferze ($S_{Hmax} = S_{Hmin} < S_V$). Na taki stan litosfery nakładają się naprężenia tektoniczne. Ponieważ różnica: $S_{Hmax} - S_V$ w obrębie zrelaksowanej litosfery jest na obecnym etapie badań niemożliwa do wyliczenia, reżim tektoniczny może być jedynie aproksymowany na podstawie wyliczonych wielkości naprężeń tektonicznych (ryc. 9).

Największe naprężenia S_D rzędu 50–70 MPa uzyskano dla południowej części Adrii i dla Dynarydów (ryc. 10a). Obszar ten pokrywa się z obszarem o największej emisji energii sejsmicznej w Europie (Gerner i in., 1999). Panują tu przede wszystkim kompresyjne reżimy naprężeń: nasuwczy i przesuwczy. W południowym segmencie szwu dynarsko-helleńskiego coraz większą rolę odgrywa reżim ekstensyjny. Propagując się w kierunku basenu panońskiego, wielkości S_D maleją do 30–40 MPa. Wyniki modelowania pokazują raptowną zmianę reżimu naprężeń z przesuwczego na nasuwczy pomiędzy obszarem dynarskim a panońskim (ryc. 9). Zmiana ta znajduje uzasadnienie w obserwacjach neotektonicznych (Horváth & Cloetingh, 1996). Jej przyczyną jest silniejsze oddziaływanie tensji domeny egejskiej na obszar dynarski niż na obszar panoński. Nacisk Adrii w kierunku północnym jest przenoszony również na wskroś Alp. Skutkiem tego dla przedpola orogenu otrzymano podobnie wysokie naprężenia S_D jak dla basenu panońskiego. Pozostała część platformy paleozoicznej Europy cechuje się niższymi naprężeniami w zakresie 30–15 MPa. Naprężenia S_D niższe od 20 MPa otrzymano dla EEC oraz dla wysokich pasm orogenicznych, takich jak Alpy, Karpaty i Góry Skandynawskie, gdzie topo-

graficzna tensja o wielkości w granicach — 10–25 MPa w znacznym stopniu równowazy naprężenia kompresyjne. Dla większości obszaru Polski wyliczono naprężenia S_D w przedziale 10–20 MPa. Tylko na obszarze Wielkopolski spadek miąższości sprężystej litosfery powoduje podwyższenie S_D do poziomu 20–30 MPa. Z kolei w najbardziej wschodniej części Polski, w obrębie kratonu o dużej miąższości sprężystej naprężenia S_D spadają poniżej 10 MPa.

Wyliczone przemieszczenia wzdłuż stref uskokowych są kompensowane wyłącznie przez deformacje sprężyste i dlatego stanowią tylko niewielką część realnych przemieszczeń (ryc. 10b). Pomimo to na podstawie wyników modelowania odczytać można zarówno tendencję do uruchomienia uskoków we współczesnym polu naprężeń, jak również kierunki przemieszczeń i prawdopodobny zakres współczynników tarcia (μ) na uskokach. Uwzględnione w modelu strefy uskokowe wykazują istotne prawidłowości. W obrębie północnoeuropejskiej prowincji geodynamicznej (N od alpidów) strefy uskokowe są eksponowane na wysokie naprężenia ścinające, a mimo to nie wykazują znaczącej aktywności sejsmicznej. Strefy te powinny mieć relatywnie wysokie wartości w granicach 0,4–0,6, gdyż w przeciwnym razie byłyby bardzo aktywne. Wyznaczone w modelu uskoki wykazują głównie przemieszczenia prawoskrętne. Z kolei w obrębie południowej prowincji geodynamicznej (na S od alpidów) wszystkie aktywne uskoki (poza szwem Dynarskim) wykazują przemieszczenia lewoskrętne. Mimo iż większość z nich wykazuje przesuwczą aktywność tektoniczną (Gerner i in., 1999; Cloetingh i in., 2002), orientacja większości z nich względem S_{Hmax} nie sprzyja takiej reaktywacji. Dlatego też, dla utrzymania aktywności tych uskoków, w modelu przyjęto dla nich niskie wartości μ w granicach 0,15–0,25. Wyjątkiem jest prawoskrętny szew dynarski, do którego pasuje wyższy efektywny współczynnik tarcia: $\mu = 0,55$, co może mieć związek ze złożoną nasuwczo-przesuwczą kinematyką tego szwu. W przypadku tego szwu przyjęcie mniejszego μ obniża efektywność transmisji naprężeń w obszar panoński uniemożliwiając tym samym prawidłowe rozwiązanie modelu.

Dla południowo-europejskiej prowincji geodynamicznej otrzymano znacznie niższe współczynniki tarcia na uskokach niż dla prowincji północnoeuropejskiej. Zjawisko to jest o tyle zrozumiałe, że na południe od szwu alpejskiego i karpackiego ostateczna akrecja terranów zachodziła dopiero w miocenie (Fodor i in., 1999), a zatem szwy tektoniczne między nimi nie zdążyły jeszcze się skonsolidować. Podkreślić trzeba, że przyjęty tu układ uskoków jest zbyt schematyczny, aby opierać na nim szczegółowe rozważania dotyczące obszaru Polski. Stwierdzić jedynie można, że w modelu największą tendencję do reaktywacji wykazuje strefa odpowiadająca uskokowi śródsudeckiemu. Spośród pozostałych uskoków tendencje do reaktywacji przesuwczej wykazują: szew pieński i północny segment TTZ.

Podsumowanie

Do badań źródeł współczesnych naprężeń w Europie Środkowej wykorzystano metodę modelowania elementami skończonymi. Konstrukcja sprężystego modelu 2D, złożonego z mechanicznie zróżnicowanych bloków tektonicznych rozdzielonych strefami uskokowymi oraz uwzględniającego obciążenia topograficzne pozwoliła na względnie precyzyjnie odtworzenie skomplikowanego

układu naprężeń. Dzięki temu stwierdzono, że podstawowym czynnikiem kształtującym geodynamikę badanego obszaru są siły tektoniczne działające na krawędzi kontynentu. Pozostałe czynniki, takie jak mobilność stref uskoku, naprężenia grawitacyjne i niejednorodność mechaniczna mają znaczenie drugorzędne. Spośród nich najważniejszą rolę odgrywają aktywne strefy uskoku, zwłaszcza te, które znajdują się w obszarach o największej koncentracji naprężeń. Szczególnie ważną rolę odgrywa szew dynarski, którego kształt i kinematyka decyduje o sposobie redystrybucji naprężeń wokół bloku Adrii, a pośrednio na całym modelowanym obszarze. W relacji do naprężeń tektonicznych naprężenia grawitacyjne modyfikują znacząco ogólny stan naprężeń jedynie w obrębie obszarów wyniesionych powyżej 1000 m n.p.m., ew. obniżonych poniżej 2000 m. Z kolei umiarkowane zróżnicowanie sztywności bloków tektonicznych tylko w znikomym stopniu modyfikuje kierunki naprężeń, a zauważalnie wpływa jedynie na wielkość naprężeń. Jednak już przy kontraście sztywności większym niż 1 rząd wielkości, efekty zróżnicowania mechanicznego mają istotny wpływ na dystrybucję naprężeń. W skrajnych przypadkach, duże kontrasty sztywności wykluczają osiągnięcie zadawalającego rozwiązania modelu, zwłaszcza w otoczeniu basenu panońskiego.

Dzięki szczegółowemu dopasowaniu kierunków i reżimów modelowanych naprężeń do skomplikowanego obrazu wynikającego z danych pomiarowych, uzyskano precyzyjny rozkład sił tektonicznych działających na krawędzi kontynentu. Po raz pierwszy obliczono obciążenia tektoniczne dla poszczególnych fragmentów strefy kolizji Afryki i Arabii z Europą, od Apeninów po Kaukaz. Uzyskano również obraz zróżnicowania sił parcia płyty Atlantyku na pasywną krawędź kontynentu. Na podstawie przedstawionych wyników modelowania sił, naprężeń i deformacji rysuje się następujący obraz współczesnej geodynamiki Europy Środkowej. Głównym czynnikiem go kształtującym jest mobilność bloku adriatyckiego, który popychany jest przez Afrykę od strony Morza Jońskiego ku północy z siłą ok. 9×10^{12} N/m. Świadczy to o silnym spojeniu Adrii z Afryką. Adria podparta mimośrodowo w Alpach rotuje lewoskrętnie, wypychając bloki półwyspu bałkańskiego i basenu panońskiego ku wschodowi (ryc. 10b). Tworzy to obraz ucieczki tych bloków sprzed czoła wbijającego się w głąb płyty europejskiej sztywnego bloku Adrii. Ucieczka tych bloków jest dodatkowo stymulowana ekstensją od strony Morza Egejskiego. Znaczne rozmiary tensji od egejskiej krawędź modelu wskazują na aktywne ciągnięcie płyty tonącej w helleńskiej strefie subdukcji. Pozostały fragment strefy kolizji z Arabią znajduje się w stanie kompresji ponad czterokrotnie słabszej niż kompresja od strony Morza Jońskiego. Relatywnie mniejsza kompresja przed czołem Arabii nacierającej szybciej niż Afryka, spowodowana jest ucieczką Anatolii ku zachodowi i efektywną kompensacją nacisków na Kaukazie. Wyjątkowa rola Adrii w strefie kolizji polega na jej szczególnym położeniu pomiędzy dwiema strefami subdukcji: kalabryjską i helleńską. W obrębie tych stref dochodzi do odspojenia mechanicznego między zbliżającymi się do siebie płytami. W strefie helleńskiej ewentualna kompresja związana z konwergencją jest równoważona z nawiązką przez ciągnięcie subdukującej płyty.

W powyższym scenariuszu pasywnie zachowuje się odcinek apeniński strefy kolizji oraz intrakontynentalna krawędź modelu biegnąca przez Francję i Wielką Brytanię. Platforma wschodnioeuropejska pełni funkcję masy oporowej dla naci-

sków od południa i północnego zachodu. Istotne naprężenia kompresyjne oddziałują na NW pasywny brzeg kontynentu. Ich wielkość jest zgodna ze spodziewaną dla parcia płyty Oceanu Atlantyckiego. Otrzymał trend spadku kompresji na pasywną krawędź w kierunku NE, może być wyjaśniony przez sukcesywne zwięzanie się coraz młodszej w tym kierunku płyty oceanicznej. Dalej ku północy trend ten jest odwrócony, tzn. kompresja od strony Oceanu Arktycznego jest silniejsza niż od północnego segmentu Oceanu Atlantyckiego. Fragment kontynentu, położony na północ od pasma Alp i Karpat, obejmujący również Polskę, charakteryzuje się obniżoną aktywnością tektoniczną. W Polsce zachodzi rozproszona kompensacja nacisku od strony Adrii propagującego się poprzez blok ALCAPA i Karpaty. Odchylenie kierunków kompresji spowodowane tym naciskiem można obserwować jeszcze w bałtyckiej części EEC. Można przypuszczać, że wstrząs sejsmiczny w Kaliningradzie (Wiejacz, 2004) był również efektem kompensacji nacisków tektonicznych ze śródziemnomorskiej strefy kolizji. Przemawia za tym zarówno kierunek kompresji, jak i przesuwczy reżim naprężeń, które są zgodne z otrzymanymi wynikami modelowania (por. ryc. 8). Rozproszone przejawy aktywności sejsmicznej wzdłuż strefy TTZ (Guterch & Lewandowska-Marciniak, 2002) mogą być również świadectwem przesuwczej kompensacji nacisków od południa.

Badania przeprowadzone były w ramach badań statutowych PIG (projekt no 6.20.9214.00.0) oraz programu *The Netherlands Research Centre for Integrated Solid Earth Science (ISES)*. Za merytoryczne i logistyczne wsparcie prac w Amsterdamie autor dziękuje dr Fredowi Beekmanowi, dr Gaborowi Bada i prof. Sierdowi Cloetinghowi.

Literatura

- ANDEWEG B. 2002 — Cenozoic tectonic evolution of the Iberian Peninsula: causes and effects of changing stress fields. *Netherlands Res. Sch. Sedim. Geol. Publ.*, 2002/01, Amsterdam: 1–178.
- BADA G., CLOETINGH S., GERNER P. & HORVÁTH F. 1998 — Sources of recent tectonic stress in the Pannonian region: inferences from finite element modeling. *Geophys. J. Int.*, 134: 87–101.
- BADA G., HORVÁTH F., GERNER P. & FEJES I. 1999 — Review of the present-day geodynamics of the Pannonian basin: progress and problems. *J. Geodynamics*, 27: 501–527.
- BALLING N. & BANDA E. 1992 — Europe's lithosphere — recent activity. [In:] Blundell D., Freeman R. & Mueller S. (ed.), *A Continent Revealed — The European Geotraverse*. Cambridge University Press, Cambridge: 111–124.
- CHAMPAGNAC J.-D., SUE C., DELACOU B. & BURKHARD M. 2004 — Brittle deformation in the inner NW Alps: from early orogen-parallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse. *Terra Nova*, 16: 368–370.
- CHANNELL J.E.T., D'ARGENIO B. & HORVÁTH F. 1979 — Adria, the African Promontory in Mesozoic Mediterranean paleogeography. *Earth Science Reviews*, 15: 213–292.
- CLOETINGH S., BUROV E., MATENCO L., TOUSSAINT G., BERTOTTI G., ANDRIESEN P. A. M., WORTEL M. J. R. & SPAKMAN W. 2004 — Thermo-mechanical controls on the mode of continental collision in the SE Carpathians (Romania). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 218: 57–76.
- CLOETINGH S. & BANDA E. 1992 — Europe's lithosphere — physical properties. Mechanical structure. [In:] Blundell D., Freeman R. & Mueller S. (ed.), *A Continent Revealed — The European Geotraverse*. Cambridge University Press, Cambridge: 80–91.
- CLOETINGH S., HORVÁTH F., BADA G. & LANKREIJER A. C. 2002 — Neotectonics and surface processes: the Pannonian Basin and Alpine/Carpathian System. *EGU Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.*, 3: 1–7.
- CLOETINGH S., SPADINI G., VAN WEES J.D. & BEEKMAN F. 2003 — Thermo-mechanical modeling of Black Sea Basin (de)formation. *Sediment, Geology*, 156: 169–184.
- COBLENTZ D.D., RICHARDSON R.M. & SANDIFORD M. 1994 — On the gravitational potential of the Earth's lithosphere. *Tectonics*, 13: 929–945.

- DERCOURT J., ZONENSHAIN L. P., RICOU L. -E., KAZMIN V. G., LE PICHON X., KNIPPER A. L., GRANDJACQUET C., SBORTSHIKOV I. M., GEYSSANT J., LEPVRIER C., PECHERSKY D. H., BOULIN J., SIBUET J. -C., SAVOSTIN L. A., SOROKHTIN O., WESTPHAL M., BAZHENOV M. L., LAUER J. P. & BIJU-DUVAL B. 1986 — Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the LIAS. *Tectonophysics*, 123: 241–315.
- FEJERSKOV M. & LINDHOLM C.D. 2000 — Crustal stress in and around Norway: an evaluation of stress-generating mechanisms. [In:] Nottevedt A., Larsen B.T., Olaussen S., Torudbakken B., Skogseid J., Gabrielsen R.H., Brekke H. & Birkeland O. (ed.) — Dynamics of the Norwegian Continental Margin. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 167: 451–467.
- FLEITOUT L. 1991 — The sources of lithospheric tectonic stresses. *Philos. Trans. R. Soc. London*, 337: 73–81.
- FLERITA F., ARMIJOA R., KINGA G. & MEYER B. 2004 — The mechanical interaction between the propagating North Anatolian Fault and the back-arc extension in the Aegean. *Earth and Planetary Sci. Letters*, 224: 347–362.
- FODOR L., CSONTOS L., BADA G., GYFRI I. & BENKOVICS L. 1999 — Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. [In:] Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F. & Seranne M. (ed.) — The Mediterranean Basin: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 156: 295–334.
- GERNER P., BADA G., DÖVÉNYI P., MÜLLER B., ONCESCU M., CLOETINGH S. & HORVÁTH F. 1999 — Recent tectonic stress and crustal deformation in and around the Pannonian Basin: data and models. [In:] Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F. & Seranne M. (ed.), *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, Special Publ., 156: 269–294.
- GÖLKE M. & COBLENTZ D. 1996 — Origins of the European regional stress field. *Tectonophysics*, 266: 11–24.
- GRÜNTAL G. & STROMEYER D. 1992 — The recent crustal stress field in central Europe: trajectories and finite element modeling. *J. Geophys. Res.*, 97: 11805–11820.
- GUTERCH, B. & LEWANDOWSKA-MARCINIAK, H. 2002 — Seismicity and seismic hazard in Poland. *Folia Quater.*, 73: 85–99.
- HORVÁTH F. & CLOETINGH S. 1996 — Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. *Tectonophysics*, 266: 287–300.
- JACKSON J.A. & MCKENZIE D.P. 1988 — The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophys. J. Royal Astron. Soc.*, 93: 45–73.
- JAROSIŃSKI M. 1994 — Metody badania współczesnych naprężeń skorupy ziemskiej w głębokich otworach wiertniczych. *Prz. Geol.*, 42: 564–569.
- JAROSIŃSKI M., 1998 — Contemporary stress field distortion in the Polish part of the Western Outer Carpathians and their basement. *Tectonophysics*, 297: 91–119.
- JAROSIŃSKI M. 1999 — Badania współczesnych naprężeń skorupy ziemskiej w głębokich otworach wiertniczych w Polsce metodą analizy struktur breakouts. *Instrukcje i Metody Badań Geologicznych*, 56: 144.
- JAROSIŃSKI M. 2005a — Ongoing tectonic reactivation of the Outer Carpathians and its impact on the foreland: Results of borehole breakout measurements in Poland. *Tectonophysics*, 410: 189–216.
- JAROSIŃSKI M. 2005b — Współczesny reżim tektoniczny w Polsce na podstawie analizy testów szczelinowania hydraulicznego ścian otworów wiertniczych. *Prz. Geol.*, 53: 863–872.
- JAROSIŃSKI M., BEEKMAN F., BADA G. & CLOETINGH S. 2006 (w druku) — Redistribution of recent collision push and ridge push in Central Europe: Insights from FEM modelling. *Geophys. J. Int.*
- JAROSIŃSKI M. & DĄBROWSKI M. 2006 (w druku) — Modele reologiczne litosfery w poprzek szwu transeuropejskiego w północnej i zachodniej części Polski. *Pr. Państw. Inst. Geol.*
- JAROSIŃSKI M., POPRAWA, P. & BEEKMAN F. 2002 — Reologiczny model litosfery w strefie szwu transeuropejskiego (TESZ) wzdłuż profilu sejsmicznego LT-7 (NW Polska – SE Niemcy). *Prz. Geol.*, 50: 1073–1081.
- KOTZEV V., NAKOV R., BURCHFIEL B.C., KING R. & REILINGER R. 2001 — GPS study of active tectonics in Bulgaria: results from 1996–1998. *J. Geodynamics*, 31: 189–200.
- LANKREIJER A., BIELIK M., CLOETINGH S. & MAJGIN D. 1999 — Rheology predictions across the western Carpathians, Bohemian massif, and Pannonian basin: Implications for tectonic scenarios. *Tectonics*, 18: 1139–1153.
- LOCARDI E. 1988 — The origin of the Apenninic arcs. *Tectonophysics*, 146: 105–123.
- MANTOVANI E., BABBUCCI D., ALBARELLO D. & MUCCIARELLI M. 1990 — Deformation pattern in the central Mediterranean and behaviour of the African/Adriatic promontory. *Tectonophysics*, 179: 63–79.
- MANTOVANI E., VITI M., ALBERTO D., TAMBURELLI C., BABBUCCI D. & CENNI N. 2000 — Role of kinematically induced horizontal forces in Mediterranean tectonics: insights from numerical modelling. *J. Geodynamics*, 30: 287–320.
- MARIUCCI M.T., AMATO A. & MONTONE P. 1999 — Recent tectonic evolution and present stress in the northern Apennines (Italy). *Tectonics*, 18: 1108–1118.
- McCLUSKY S., BALASSANIAN S., BARKA A., DEMIR C., ERGINTAV S., GEORGIEV I., GURKAN O., HAMBURGER M., HURST K., KAHLE H.-G., KASTENS K., KEKELIDZE G., KING R., KOTZEV V., LENK O., MAHMOUD S., MISHIN A., NADARIYA M., OUZOUNIS A., PARADISSIS D., PETER Y., PRILEPIN M., REILINGER R., SANLI I., SEEGER H., TEALEB A., TOKSOZ M.N. & VEIS G. 2000 — Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *J. Geophys. Res.*, 105: 5695–5719.
- MEIER T., ENDRUN B., RISCHE M. & HARJES H.-P. 2003 — A structural model of the Hellenic subduction zone in the area of Crete and comparison to the hypocenter distribution of microseismicity. *Geoph. Res. Abstracts*, 5: 09730.
- MEIER T., RISCHE M., ENDRUN B., VAFIDIS A. & HARJES H.-P. 2004 — Seismicity of the Hellenic subduction zone in the area of western and central Crete observed by temporary local seismic networks. *Tectonophysics*, 383: 149–169.
- MÜLLER B., ZOBACK M.L., FUCHS K., MASTIN L., GREGERSEN S., PAVONI N., STEPHANSSON O. & LIUNGGREN C. 1992 — Regional patterns of tectonic stress in Europe. *J. Geophys. Res.*, 97(B8): 11783–11803.
- MÜLLER B., WEHRLE V., ZEYEN H. & FUCHS K. 1997 — Short-scale variations of tectonic regimes in the western European stress province north of the Alps and Pyrenees. *Tectonophysics*, 275: 199–219.
- ONCESCU M.C. 1987 — On the stress tensor in Vrancea region. *J. Geophys.*, 62, 62–65.
- PLENEFISCH T. & BONJER K.-P. 1997 — The stress field in the Rhine Graben area inferred from earthquake focal mechanisms and estimation of frictional parameters. *Tectonophysics*, 275: 71–97.
- REILINGER R. E., McCLUSKY S. C., ORAL M. B., KING R. W., TOKSOZ M. N., BARKA A. A., KINIK I., LENK O. & SANLI I. 1997 — Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *J. Geophys. Res.*, 102: 9983–9999.
- REINECKER J., HEIDBACH O. & MUELLER B., 2003 — The 2003 release of the World Stress Map (dostępna w internecie na: www.world-stress-map.org).
- REINECKER J. & LENHARDT W.A. 1999 — Present-day stress field and deformation in eastern Austria. *Int. J. Earth Sci.*, 88: 532–550.
- ROTH E. & FLECKENSTEIN P. 2001 — Stress orientations found in north-east Germany differ from the West European trend. *Terra Nova*, 13: 289–296.
- SELVERSTONE J. 2005 — Are the Alps collapsing? *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 33: 113–32
- TURCOTTE D. & SCHUBERT G. 1982 — *Geodynamics: Applications of Continuum Physics to Geological Problems*. John Wiley and Sons, New York: 450.
- WEBER J. C., VRABEC M., STOPAR B., PAVLOVIC-PREŠEREN P. & I DIXON T. 2005 — New GPS constraints on Adria microplate kinematics, dynamics, and rigidity from the Istria peninsula (Slovenia and Croatia). *Geoph. Res. Abstracts*, 7, 05332.
- WIEJACZ P. 2004 — Preliminary investigation of the September 21, 2004, Earthquakes of Kaliningrad region, Russia. *Acta Geophys. Pol.* 52: 425–441.
- WORTEL M.J.R. & SPAKMAN W. 2000 — Subduction and Slab Detachment in the Mediterranean-Carpathian Region. *Science*, 290: 1910–1917.
- ZIENKIEWICZ O.C. 1972 — *Introductory Lectures on the Finite Element Method*. Springer Verlag, Berlin: 99.

Praca wpłynęła do redakcji 08.12.2005 r.
Akceptowano do druku 13.03.2006 r.