

WSPÓŁCZESNE NAPRĘŻENIA I ODKSZTAŁCENIA TEKTONICZNE W POLSCE

Marek Jarosiński

9.1. METODY I HISTORIA BADAŃ WSPÓŁCZESNYCH NAPRĘŻEŃ I ODKSZTAŁCENI W POLSCE

Badania naprężeń tektonicznych w skorupie ziemskiej są relatywnie nową dziedziną badań w Polsce. Pierwsze pomiary naprężeń w naszym kraju zostały wykonane na podstawie analizy mechanizmów wstrząsów sejsmicznych na obszarach górniczych (Gibowicz, 1984), w których pole naprężeń tektonicznych jest zaburzone działalnością górniczą. Na większą skalę pomiary współczesnych naprężeń w Polsce rozpoczęto w latach 90. XX w., na podstawie profilowań geofizycznych w głębokich otworach wiertniczych (Jarosiński, 1994a i literatura tam cytowana). Kierunki naprężeń były wyznaczane w toku analizy danych upadomierza czteroramiennego, który rejestrował struktury *breakouts*, będące kompresyjnymi zniszczeniami ścian otworów wiertniczych pod wpływem koncentracji naprężeń tektonicznych wokół tych otworów (Bell, Gough, 1979; Zoback i in., 1985; Jarosiński, 1994b). W pionowych otworach struktury *breakouts* wykazują w rzucie pionowym stałą, prostopadłą orientację względem kierunku największego współczesnego naprężenia poziomego (S_{Hmax}), które zazwyczaj można uznać za tektoniczne (fig. 1A i B).

Kolejnym istotnym krokiem ku bliższemu rozpoznaniu współczesnych naprężeń wokółotworowych w naszym kraju był zakup przez polski przemysł naftowy na początku lat 90. XX w., upadomierzy

sześcioramiennych Halliburton SAD i skanerów otworowych. Sondy te rejestrują geometrię ścian otworów wiertniczych ze znacznie większą dokładnością niż upadomierz czteroramienny. Dzięki skanerom otworowym (akustycznym i elektrooporowym) kierunki naprężenia wyznaczane są również na podstawie ekstensyjnych pęknięć ścian otworów. Do tej pory kierunki S_{Hmax} wyznaczono dla ok. 100 otworów wiertniczych w Polsce (Jarosiński, 1998, 1999, 2005a).

Stan geodynamiczny skorupy ziemskiej jest charakteryzowany również przez reżim tektoniczny, uwarunkowany wzajemną orientacją naprężeń głównych, z których jedno jest zwykle zbliżone do pionu. Do wyznaczenia współczesnego reżimu naprężeń wykorzystano testy chłonności i szczelinowania hydraulicznego ścian otworów pod wpływem podwyższonego ciśnienia płynu otworowego (Jarosiński, 2005b).

Od czasu rozpoczęcia poszukiwań i eksploatacji niekonwencjonalnych złóż węglowodorów, przemysł naftowy rozwinął metody profilowania wielkości naprężeń na podstawie danych geofizyki wiertniczej, kalibrowanych testami laboratoryjnymi własności mechanicznych skał. Metody te, zastosowane w badaniach paleozoicznego kompleksu łupkowego basenu bałtyckiego (Piłacik, Jarosiński, 2021; Jarosiński i in., 2024a) oraz kompleksów skalnych Karpat (Jarosiński i in., 2024b), pozwoliły rozpoznać dużą zmienność wielkości i reżimów naprężeń, ze względu na rozwarstwienie właściwości mechanicznych pomiędzy kompleksami zalegającymi na sobie w kontakcie tektonicznym lub stratygraficznym (ang. *mechanical stratigraphy*).

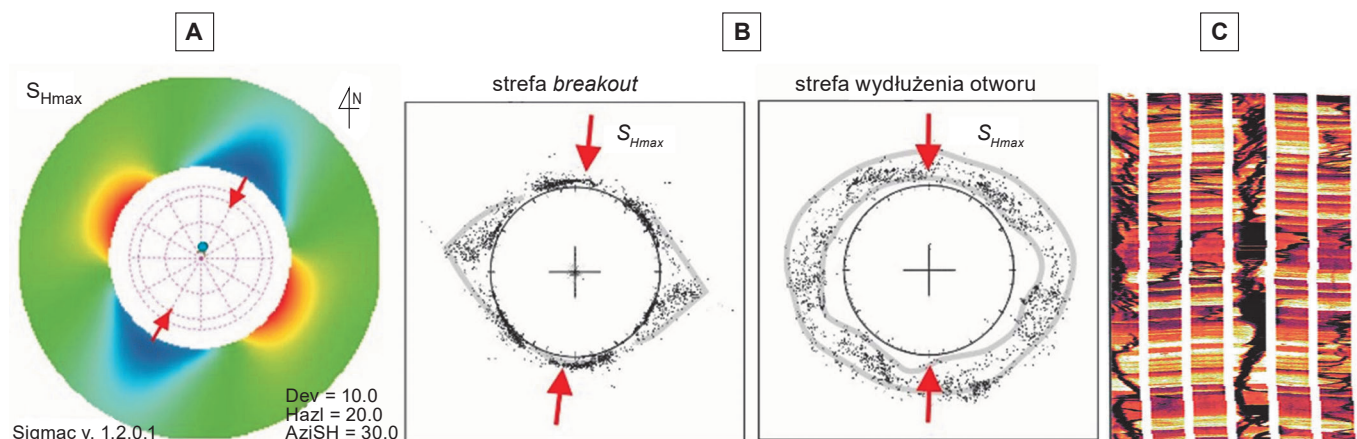


FIG. 1. Typowe tektoniczne naprężenia wokółotworowe oraz spowodowane nimi zniszczenia ścian otworów wiertniczych. **A** Przykładowy rozkład naprężeń wokół otworu wiertniczego – kolory cieplejsze wskazują wyższe wartości naprężeń ściskających, natomiast kolory chłodniejsze – niższe wartości naprężeń względem tła. **B** Geometria kompresyjnych zniszczeń ściany otworu typu *breakouts* w projekcji pozycji końców ramion upadomierza sześcioramiennego – typowy *breakout* po stronie lewej oraz – po stronie prawej – szersze rozmycie ściany otworu (ang. *washout*) również w kierunku prostopadłym do S_{Hmax} (czerwone strzałki). **C** Pęknięcia hydrauliczne ściany otworu (czarne pola i linie) w obrazie skanera elektrooporowego

Współczesny reżim tektoniczny (Anderson, 1905) i kierunki naprężeń można również wyznaczyć przy pomocy analizy mechanizmów ognisk wstrząsów sejsmicznych. Ze względu na małą naturalną sejsmiczność Polski i rzadką sieć monitoringu, dane o mechanizmie naturalnych wstrząsów sejsmicznych są nieliczne (Wiejacz, 1994; Guterch, 2009; Lizurek, 2017). Mechanizmy ognisk wstrząsów sejsmicznych są najczęściej analizowane dla terenów górniczych (GZW i LGOM), w których naprężenia są zaburzone antropogenicznie. Niemniej do analizy naprężeń tektonicznych wykorzystano np. wstrząsy wzbudzone infiltracją w obręb górotworu wód Zalewu Czorsztyńskiego, wyzwalające naturalne naprężenia tektoniczne.

Współczesny stan geodynamiczny skorupy ziemskiej wyznaczyć można również na podstawie odkształceń mierzonych geodezyjnie. Obecnie cały kraj jest pokryty gęstą siecią pomiarową opartą na ponad 500 stacjach geodezji satelitarnej GNSS. Dzięki trwającym ok. 20 lat ciągłym pomiarom lokalizacji analizowane są kierunki i prędkości odkształceń poziomych (Araszkiewicz i in., 2016). Ze względu na brak stabilizacji większości stacji, umieszczonych na dachach budynków oraz małe tempo odkształceń tektonicznych, z analiz należy wykluczyć stacje najmniej stabilne. Następnie, poprzez uśrednienie wyników dla najbardziej stabilnych stacji, można wyznaczyć przybliżone pole odkształceń poziomych.

Głębsze zrozumienie genezy współczesnej aktywności geodynamicznej osiągnąć można dzięki integracji wyżej wspomnianych metod badawczych (np. Jarosiński, 2006a; Jarosiński i in., 2022) oraz poprzez modelowanie numeryczne stanu naprężeń i odkształceń, jakie wykonano dla Europy centralnej i wschodniej (Jarosiński i in., 2006; Jarosiński, 2006b) oraz wzdłuż profilu sejsmicznego od Adriatyku do wnętrza kratonu EEC (Grad i in., 2006; Jarosiński, 2012).

9.2. GENEZA NAPRĘŻEŃ I ODKSZTAŁCIEŃ SKORUPY ZIEMSKIEJ ZIEMSKIEJ

Naprężenia (ang. *stress*) i odkształcenia tektoniczne (ang. *strain*) mają wspólną genezę, jednak ich kierunki mogą nie być identyczne. O ile stan naprężeń jest efektem niezrelaksowanego odkształcenia sprężystego ośrodka skalnego, to odkształcenia mogą realizować się również przez pełzanie skał lub przez poślizgi na powierzchniach nieciągłości, bez narastającej akumulacji odkształceń sprężystych (zachowanie lepkie i plastyczne). Mierzone lokalnie naprężenia mogą być uwarunkowane wieloma czynnikami, do których należą: (1) siły tektoniczne, działające na krawędzie płyt litosferycznych lub kontynentów, wzbudzone głównie naciskiem płyt oceanicznych, tzw. pchanie i odciąganie (ang. *ridge push*) lub ciągnięciem płyt subdukujących (ang. *slab pull*), (2) zróżnicowanie potencjału grawitacyjnego w obrębie płyt, którego przykładami są kolaps grawitacyjny lub ekstensyjny (ang. *gravitational* lub *extensional collapse*) orogenu lub wielkiej skali spęływanie kompleksów skalnych po skłonie kontynentu, (3) uginanie litosfery, np. pod wpływem zwińnięcia się subdukującej płyty (ang. *slab roll-back*) lub nacisku łańdolu (ang. *glacio-isostasy*), (4) obciążenia topograficzne, wynikające z deniwelacji terenu, mające relatywnie niewielki zasięg wgłębny, (5) grawitacyjne spęływanie po nachylnych warstwach skał plastycznych, zwłaszcza po solach (ang. *gravitational gliding*), (6) uaktywnienie istniejących struktur tektonicznych, związane z odkształceniami towarzyszącymi reaktywacji uskoków, fałdów i struktur solnych, (7) naprężenia rezydualne (ang. *remanent stress*), związane z niezrelaksowanym dawnym odkształceniem lepkosprężystym np. powstałym w trakcie ostatniego zlodowacenia, (8) odkształcenia antropogeniczne, związane z działalnością górniczą lub zabiegami hydraulicznymi w otworach wiertniczych.

W przypadku analiz geomechanicznych należy rozważyć możliwość wspólnego oddziaływania wielu czynników kształtujących pole naprężeń. Część z tych czynników, uznanych za lokalne, dotyczy również niektórych obszarów Polski, takich jak pasma górskie, mobilne strefy tektoniczne, czy obszar w zasięgu oddziaływania ostatniego zlodowacenia.

9.3. WYNIKI POMIARÓW WSPÓŁCZESNYCH NAPRĘŻEŃ TEKTONICZNYCH W POLSCE

Dotychczas wykonane interpretacje naprężeń na podstawie zniszczeń ścian otworów wiertniczych (Jarosiński, 2006a) wskazują, że mimo niskiej aktywności sejsmicznej, podłoże skalne obszaru Polski poddane jest oddziaływaniu istotnych sił tektonicznych. Uzyskane wyniki pozwalają na uchwycenie generalnych trendów w orientacji największego współczesnego naprężenia poziomego (S_{Hmax}) oraz prawidłowości w zróżnicowaniu tych trendów w różnych regionach kraju i na różnych głębokościach (Jarosiński, 2006b; fig. 2).

9.3.1. Karpaty centralne

Dane z Podhala są nieliczne, lecz spójne. Analiza ogniska wstrząsu sejsmicznego o magnitudzie M4,4 z 2004 r., którego epicentrum

zlokalizowano w obrębie Kotliny Orawsko-Nowotarskiej (Guterch, 2009), wskazuje na S_{Hmax} w azymucie 40° i reżim uskoków normalnych z niewielkim udziałem transtensji. Wyniki modelowania numerycznego dla Podhala wskazują, że uwzględnienie ekstensji wynikającej ze zrównoważonej izostatycznie topografii (Jarosiński i in., 2006) może wyjaśnić lokalne wystąpienie reżimu uskoków normalnych na tym obszarze. Liczne (23) ogniska mini-wstrząsów sejsmicznych w okolicy zaporowego Jeziora Czorsztyńskiego w obrębie pienińskiego pasa skałkowego wskazują na podobny NE–SW kierunek S_{Hmax} , ale ze zdecydowaną przewagą reżimu uskoków przesuwczych (Lizurek, 2017). Ten kierunek kompresji, jak i liczne wstrząsy sejsmiczne w słowackim segmencie pienińskiego pasa skałkowego jednoznacznie wskazują na lewoskrętną przesuwczość wzdłuż tego szwu tektonicznego, co sugeruje resztkową ucieczkę bloku ALCAPA z Alp Wschodnich, która spycha pryzmę akrecyjną Karpat zewnętrznych ku NE. Przemieszczenie to jest częściowo kompensowane we wschodniej części bloku ALCAPA, gdzie wstrząs sejsmiczny (Heidbach i in., 2018) wskazuje na występowanie silnego reżimu kompresyjnego uskoków odwróconych.

9.3.2. Karpaty zewnętrzne

SEGMENT WSCHODNI NA MASYWIE MAŁOPOLSKIM

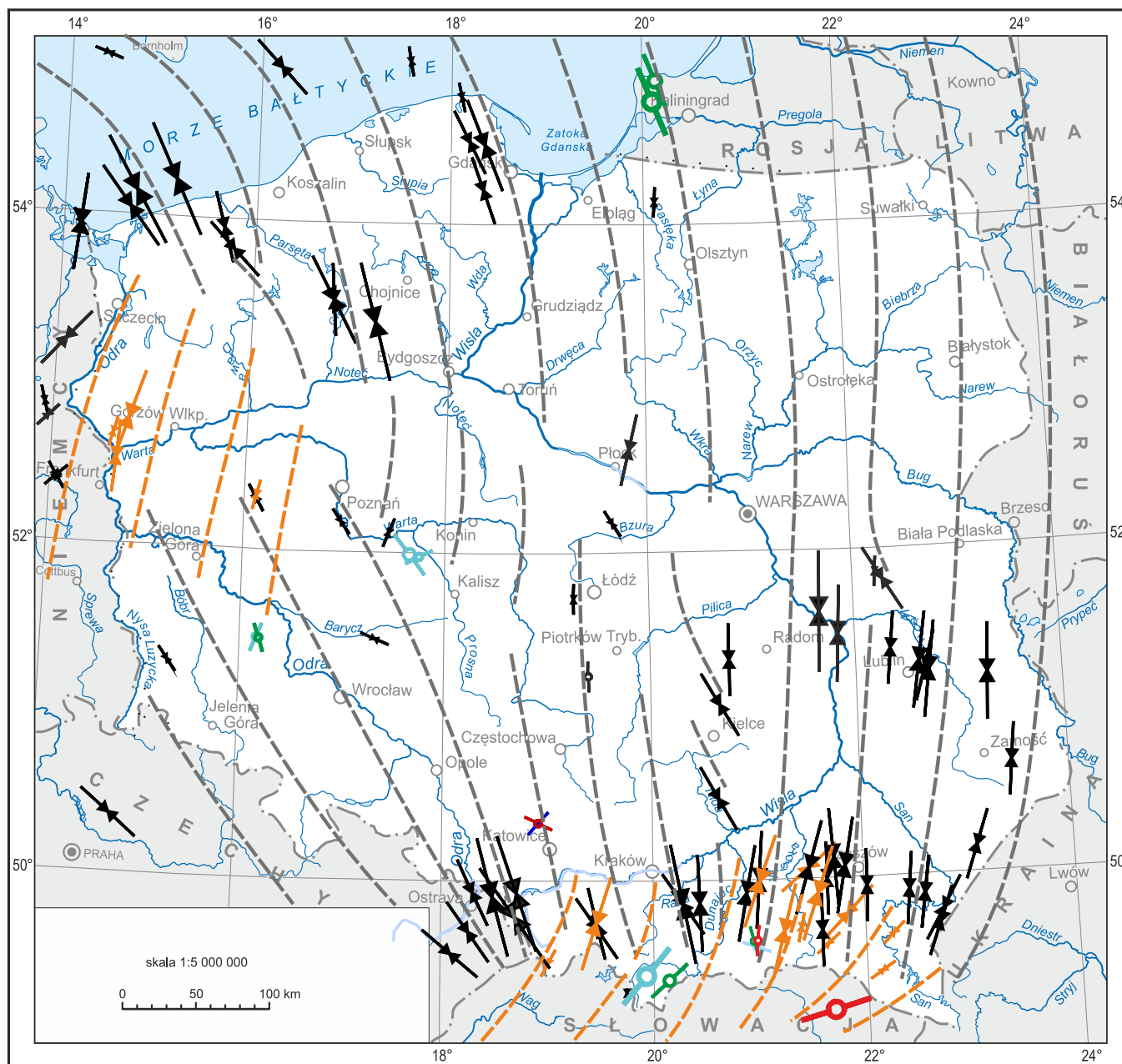
Otwory wiertnicze zlokalizowane we wschodnim segmencie polskich Karpat zewnętrznych, podścielonym przez masyw małopolski, wskazują, że w obrębie płaszczowin, stanowiących pryzmę akrecyjną, dominuje NE–SW kierunek S_{Hmax} w przybliżeniu prostopadły względem głównych struktur fałdowych i nasunięć (fig. 3). W otworach zlokalizowanych w przegubach antyklin stwierdzono rotacje kierunków S_{Hmax} do pozycji równoległej względem przebiegu osi antyklin, co można wiązać z ich resztkowym kompresyjnym fałdowaniem (Jarosiński i in., 2024b). Wyniki modelowania geomechanicznego w głębokim na 5,5 km otworze Dukla-1 zlokalizowanym w płaszczowinie śląskiej, wykazały, że strefa nasunięcia w spągu aktywnej antykliny jest również współcześnie aktywna. Poniżej tego nasunięcia nie stwierdzono współczesnego reżimu nasuwczego, co sugeruje, że naskórkowa reaktywacja obejmuje tylko górną część pryzmy akrecyjnej. W najgłębszym interwale otworu Dukla-1 – w niższej części pryzmy akrecyjnej S_{Hmax} rotuje płynnie ku N–S, czyli w kierunku zbliżonym do S_{Hmax} spodziewanego w podłożu Karpat i pomierzonego u czoła orogenu (Jarosiński, 2005a). Wskazuje to, że w obrębie płaszczowiny śląskiej nasunięcie spągowe Karpat jest nieczynne. Z kolei wstrząsy sejsmiczne zlokalizowane bezpośrednio na północ od szwu tektonicznego pienińskiego pasa skałkowego sugerują, że ta część nasunięcia spągowego – zalegającego pod płaszczowiną magurską może być aktywna (Jarosiński i in., 2024b).


GRANICA BLOKU GÓRNOŚLĄSKIEGO I MASYWU MAŁOPOLSKIEGO


W dwóch otworach zlokalizowanych na granicy masywu małopolskiego i bloku górnośląskiego, przebijających pryzmę akrecyjną Karpat zewnętrznych i sięgających podłoża autochtonicznego, analiza zniszczeń ścian otworów *breakouts* wskazuje na rotację S_{Hmax} od kierunku N–S w obrębie płaszczowin karpacczych, do NNW–SSE w podłożu i dalej do NW–SE w najgłębszych partiach podłoża (Jarosiński, 2001; fig. 3). Rotacja taka może być związana z aktywnością strefy kontaktowej obu bloków, będącej przedłużeniem strefy Kraków–Lubliniec w podłożu Karpat. W jej sąsiedztwie, w okolicy Krynicy zarejestrowano wstrząsy sejsmiczne (Wiejacz, 1994), wskazujące na złożony mechanizm deformacji, odpowiadający nasuwaniu pryzmy akrecyjnej w kierunku N oraz prawoskrętnie transpresyjnej reaktywacji tej strefy uskokowej przy S_{Hmax} w kierunku NNW–SSE (fig. 3). Dwa inne zjawiska sejsmiczne o głębszych ogniskach wskazują na reżim uskoków normalnych z niestabilnym kierunkiem S_{Hmax} : N–S i WNW–ESE, który może wynikać z ekstensji fleksuralnej płyty podłoża autochtonicznego. Jednak słaba jakość analiz mechanizmów ognisk tych wstrząsów, nakazuje ostrożnie podchodzić do tych interpretacji.

SEGMENT ZACHODNI NA BLOKU GÓRNOŚLĄSKIM

W zachodnim segmencie Karpat polskich znajdują się otwory, które przebijają nasunięcie Karpat i sięgają podłoża autochtonicznego. Analizy *breakouts* w tych otworach wskazują na istotne rozwarstwienie kierunków współczesnych naprężeń poziomych pomiędzy poziomy geodynamiczne (fig. 4). Mianowicie: (1) w obrębie pryzmy akrecyjnej Karpat S_{Hmax} jest skierowane NNE–SSW, (2) w obrębie płytszego podłoża naprężenia rotują ku NNW–SSE, (3) natomiast głębiej – w podłożu metamorficznym – dalej rotują ku NW–SE. Za tak znaczną rotację naprężeń, sięgającą nawet 60°, odpowiadać może złożony mechanizm odkształcenia zakrzywionego tutaj łuku Karpat (ang. *corner effect*) (Jarosiński, 1997, 1998, 2005a). Nacisk ze strony mikroprzemy ALCAPA powoduje prawdopodobnie naskórkową kompresję ku NNE–SSW oraz lewoskrętnie przemieszczenie wzdłuż ugiętego szwu pienińskiego pasa skałkowego. Przemieszczenie to powoduje ekstensyjne rozrywanie



 Kierunki S_{Hmax} na podstawie pomiarów w otworach wiertniczych. W przypadku rozwarwienia kierunków naprężeń – pomarańczowe strzałki dla poziomu górnego. Długości strzałek są proporcjonalne do jakości pomiaru

 Kierunki S_{Hmax} na podstawie analizy ognisk wstrząsów sejsmicznych. Kolor oznacza reżim tektoniczny: niebieski – uskoku normalnych, zielony – uskoku przesuwczych, czerwony – uskoku odwróconych


 Przybliżone trajektorie S_{Hmax} w miejscach rozwarwienia naprężeń kolorem pomarańczowym zaznaczono trajektorie płytszego poziomu geodynamicznego, przerwanie ciągłości trajektorii sugeruje występowanie aktywnych stref tektonicznych

FIG. 2. Mapa kierunków największego naprężenia poziomego S_{Hmax} (wg Jarosińskiego, 2017, uaktualniono)

zachodniej części bloku górnośląskiego w podłożu orogenu, co skutkuje rotacją S_{Hmax} . Analogiczne rotacje naprężeń w poprzek pienińskiego szwu tektonicznego uzyskano w wyniku modelowania numerycznego (Jarosiński i in., 2006; Jarosiński, 2006b).

9.3.3. Zapadlisko przedkarpackie

Pomiary u czoła Karpat mają dobrą jakość i wskazują na kierunek S_{Hmax} w przybliżeniu prostopadły do czoła orogenu (fig. 3). Wraz z oddalaniem się od Karpat ilość *breakouts* w obrębie zapadliska spada, a obecne są głównie w podłożu tego basenu. Zjawisko to może być spowodowane lepką kompensacją odkształceń sprężystych w obrębie słabo zlitfikowanych osadów zapadliskowych. Nieliczne analizy naprężeń w podłożu zapadliska wskazują, że występuje tam słaby reżim uskoku przesuwczych (Jarosiński, 2005b), lokalnie przechodzący w reżim uskoku normalnych.

U czoła zachodniego segmentu Karpat polskich i przed czołem orogenu, w podłożu karbońskim występują wyjątkowo dobrze rozwinięte sekwencje *breakouts* wskazujące na znaczną anizotropię naprężeń poziomych przy S_{Hmax} zorientowanym NNW–SSE. A zatem naprężenia tektoniczne są tam przenoszone efektywnie przez bardziej skonsolidowane podłożo zapadliska. Ku północy, na terenach górniczych GZW, analizy ognisk wstrząsów sejsmicznych dają niespójne wyniki, wskazujące na duży udział antropogenicznych zaburzeń pola naprężeń.

9.3.4. Basen lubelski

W obręb basenu lubelskiego naprężenia są efektywnie przenoszone poprzez szczytny masyw małopolski w podłożu zapadliska przedkarpackiego. Dzięki temu, w obrębie młodopaleozoicznego kompleksu wypełniającego basen lubelski panuje wyjątkowo stabilny południkowy kierunek S_{Hmax} z niewielkim odchyleniem ku NNE–SSW (fig. 5). Wyniki szczelinowania hydraulicznego wskazują na obecność reżimu uskoku przesuwczych i gradient naprężeń dyferencjalnych w funkcji głębokości ok. 10 MPa/km (Jarosiński, 2005b). Na obszarze basenu lubelskiego stwierdzono tylko jeden słaby wstrząs sejsmiczny (Guterch, 2009), zlokalizowany w sąsiedztwie dodatniej anomalii strumienia cieplnego na północ od basenu. Mechanizm ogniska tego wstrząsu nie jest znany.

9.3.5. Platforma wschodnioeuropejska

W obrębie pokrywy osadowej kratonu wschodnioeuropejskiego (ang. *East European Craton* – EEC), na północ od basenu lubelskiego orientacja S_{Hmax} ulega łagodnemu zakrzywieniu do kierunku NNW–SSE. Nieliczne odchylenia od tego trendu występują jedynie w sąsiedztwie stref uskoku, w tym w sąsiedztwie krawędzi kratonu.

Najwięcej analiz naprężeń wykonano na Pomorzu, które wskazują, że w łupkach starszego paleozoiku orientacja S_{Hmax} jest stabilna NNW–SSE (Jarosiński i in., 2022, 2024a). Ten sam kierunek

9

Współczesne naprężenia i odkształcenia tektoniczne w Polsce

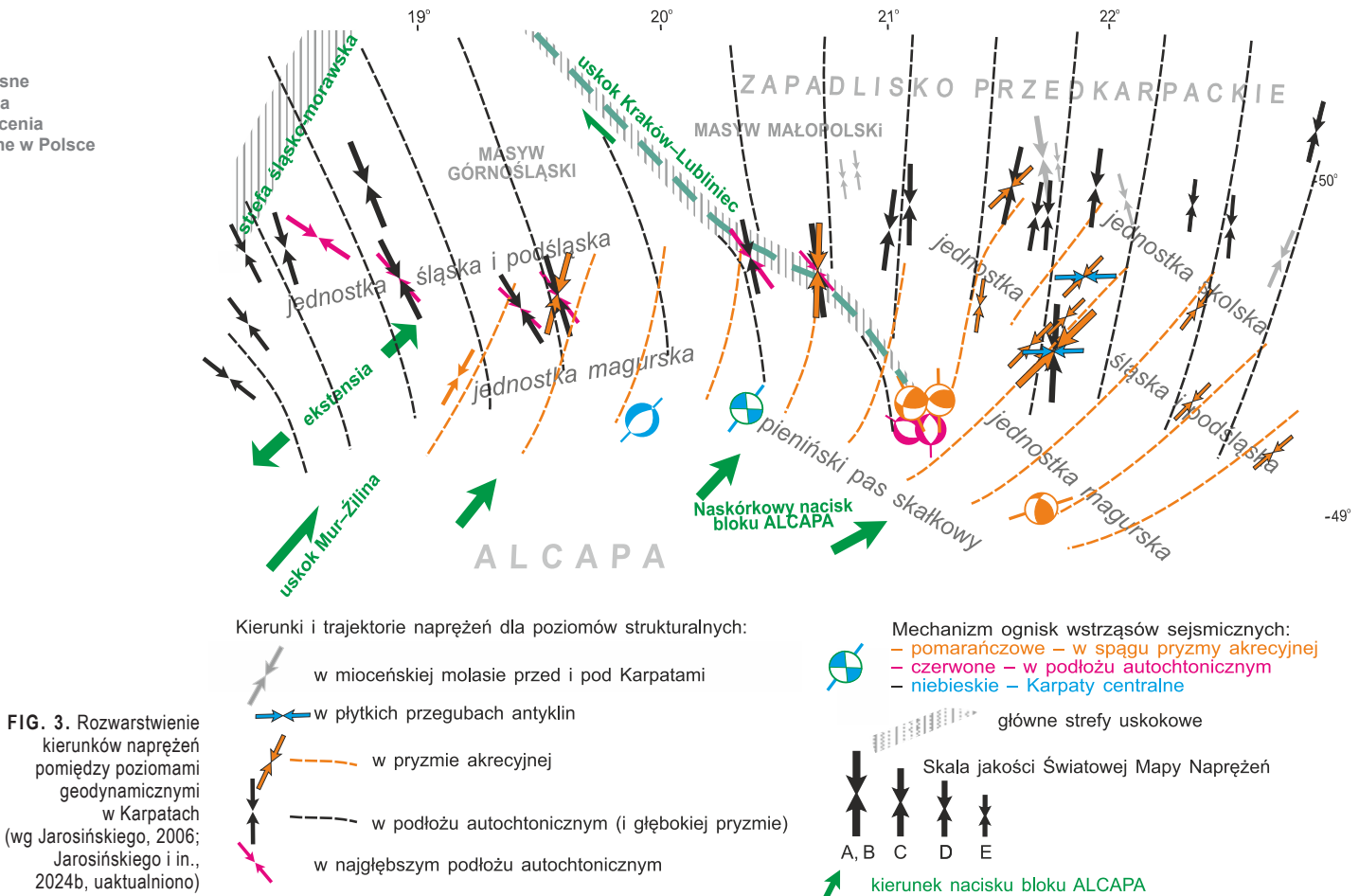
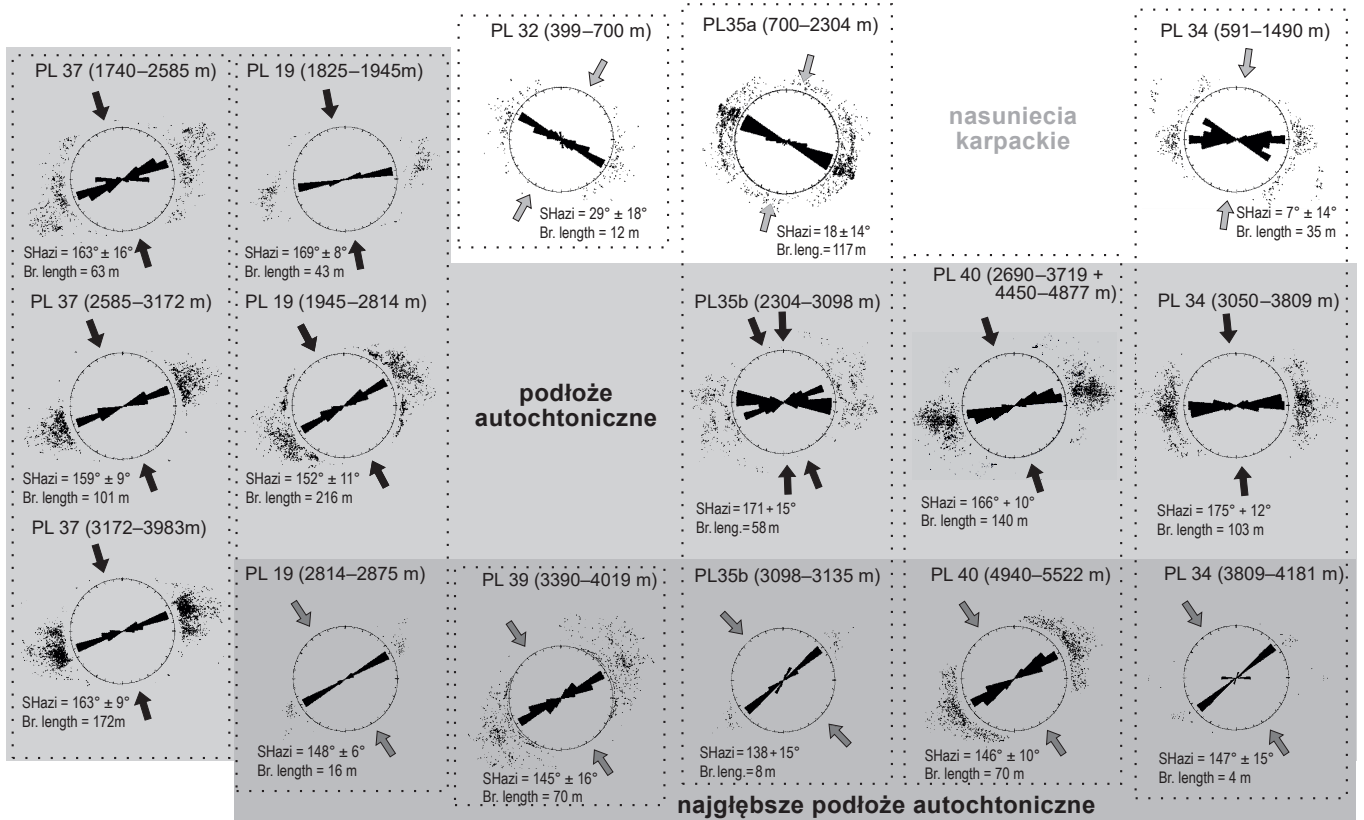


FIG. 3. Rozwarstwienie kierunków naprężeń pomiędzy poziomami geodynamicznymi w Karpatach (wg Jarosińskiego, 2006; Jarosińskiego i in., 2024b, uaktualniono)

FIG. 4. Kierunki S_{Hmax} (strzałki) i projekcja struktur *breakouts* z analizowanych interwałów głębokościowych w zachodnim segmencie polskich Karpat zewnętrznych z podziałem na poziomy geodynamiczne (wg Jarosińskiego, 2005a, zmodyfikowano). Symbole otworów zgodne z kodami bazy danych Światowej Mapy Naprężeń (Heidbach i in., 2018)



naprężenia wyznaczone na podstawie dwóch silnych wstrząsów sejsmicznych ($M = 5$ i $5,3$) jakie miały miejsce w 2004 r. na Półwyspie Sambijskim (Gregersen i in., 2007). Mechanizmy ognisk tych wstrząsów jednoznacznie wskazują na reżim uskoku przeważający w górnej skorupie krystalicznej. Przypuszczać można, że wstrząsy wystąpiły na uskoku tnącym dodatnią anomalię termiczną (Jarosiński i in., 2022), w obrębie której dolna część litosfery kratonicznej jest osłabiona termicznie, co spowodowało kumulację naprężeń w górnej skorupie. Analizy wielkości naprężeń w łupkach Pomorza Gdańskiego wskazują na występowanie w nich

wszystkich reżimów naprężeń i ich rozwarstwienie pomiędzy jednostkami litostratygicznymi (Piłacik, Jarosiński, 2021; Jarosiński i in., 2024a). Naprężenia dyferencjalne są tu zrełaxowane, a stan naprężeń jest odległy od krytycznego. Na podstawie zintegrowanej analizy geomechanicznej dla czterech otworów, analizy tempa poziomego odkształcenia z danych satelitarnych i analiz sejsmologicznych wykazano, że odkształcenie sprężyste łupków Pomorza jest o rząd wielkości mniejsze od analogicznego w podłożu krystalicznym, co zinterpretowano jako wynik lepkiej relaksacji łupków o znacznej zawartości minerałów ilastych (Jarosiński i in., 2024a).

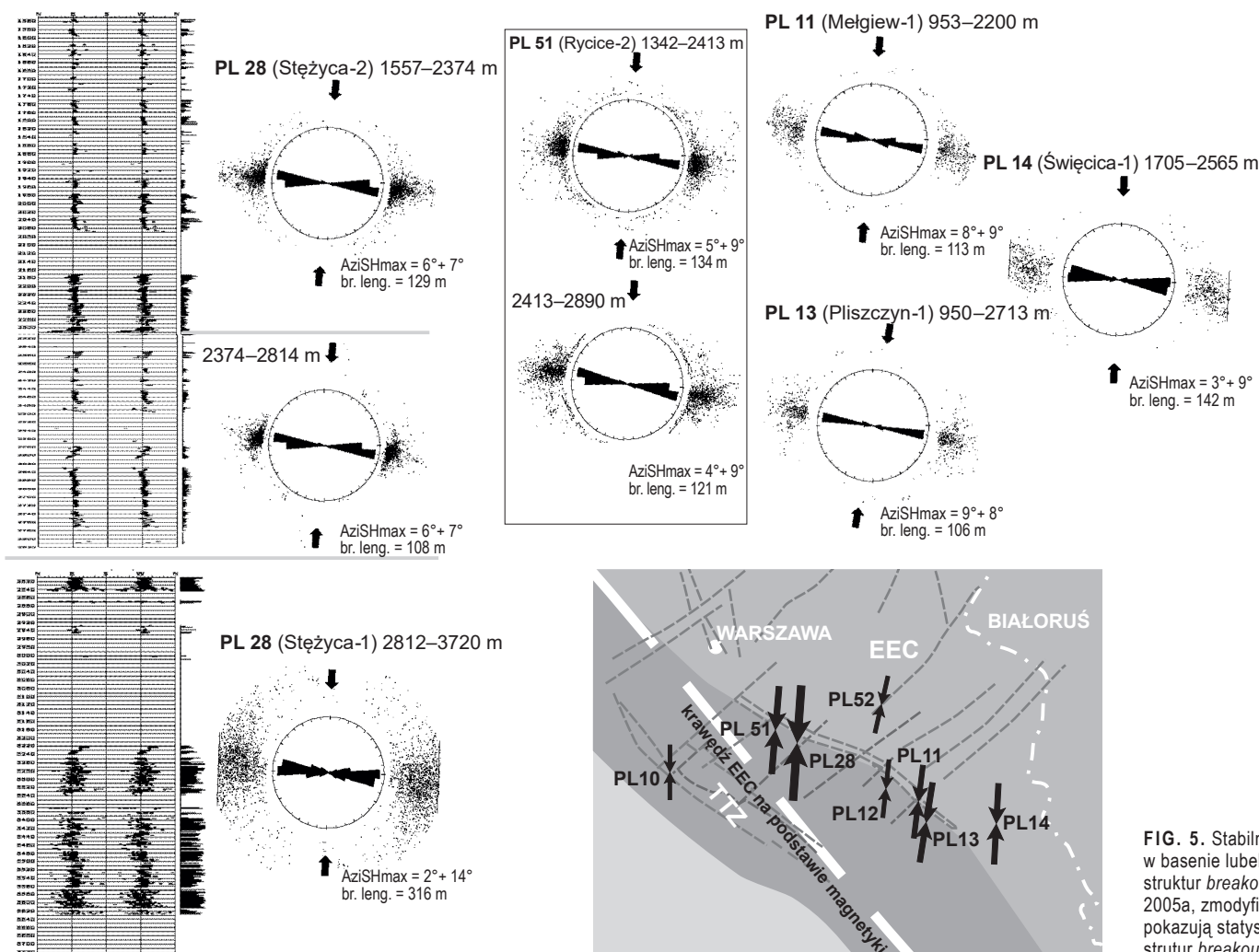


FIG. 5. Stabilne kierunki S_{Hmax} w basenie lubelskim na podstawie analizy struktur *breakouts* (wg Jarosińskiego, 2005a, zmodyfikowano). Diagramy kołowe pokazują statystyczny rozkład kierunków struktur *breakouts*, strzałki – orientację S_{Hmax}

9.3.6. Strefa Teisseyre'a-Tornquista

W obszarze pomorskim, wraz ze zbliżaniem się ku silnie zuskokowanej strefie Teisseyre'a-Tornquista (TTZ), profile struktur *breakouts* są coraz dłuższe. Sugeruje to kumulację naprężeń wzdłuż tektonicznie zniszczonej krawędzi kratonu. S_{Hmax} odchylone jest tutaj ku NW–SE, czyli w kierunku zbliżonym do biegu TTZ, co z kolei może być efektem oddziaływania anizotropii mechanicznej gęsto zuskokowanego ośrodka lub zakrzywieniem naprężeń w aktywnej strefie tektonicznej. Na Pomorzu Zachodnim, poza dominującą NW–SE orientacją S_{Hmax} występuje również kierunek NNW–SSE.

Dalej ku południowi, w obrębie kujawskiego i świętokrzyskiego segmentu TTZ częściej występują rotacje S_{Hmax} zarówno w głąb otworów, jak i pomiędzy nimi, z S_{Hmax} zorientowanym od NW–SE do N–S, a sporadycznie nawet ku NNE–SSW. Przyczyną tych rotacji może być przesuwca reaktywacja uskoku podłużnych względem silnie zuskokowanej strefy TTZ. Regionalny kontekst geodynamiczny sugeruje prawoskrętny zwrot przemieszczeń uskoku wzdłuż tej strefy. Dystrybucja historycznych wstrząsów sejsmicznych (Guterch, 2009) wskazuje, że najintensywniej reaktywowane są główne uskoki obrzeżające tę strefę, a także strefa uskoku świętokrzyskiego.

9.3.7. Monoklina przedsudecka

Na zachód od strefy TTZ i Karpat rozkład naprężeń jest słabiej czytelny (fig. 2, 6). W obrębie bloku Gorzowa i w głębi monokliny przedsudeckiej, dane z otworów wiertniczych wskazują na rozwarstwienie orientacji S_{Hmax} . Pod solami wyróżnić można kompleks, w którym dominuje kompresja w kierunkach NNW–SSE i N–S, którą można znać za tektoniczną – regionalną. W obrębie dolomitu głównego przeważa orientacja S_{Hmax} zbliżona do W–E, która może być efektem „osuwania się” ciężkiej płyty dolomitowo-anhydrytowej w dół monokliny. Powyżej cechsztynu, w północnej części monokliny, NNE–SSW lub NE–SW orientacja S_{Hmax} sugeruje, że naprężenia mogą być uwarunkowane pełzaniem kompleksów osadowych po solach w dół monokliny. Silne wstrząsy sejsmiczne zlokalizowane na północy od uskoku środkowej Odry w obrębie LGOM (Gibowicz, 1984), prawdopodobnie wzbudzone działalno-

ścią górniczą, pokazują przewagę orientacji S_{Hmax} ku NNW–SSE w reżimie uskoku przesuwczych oraz ku NNE–SSW w reżimie uskoku normalnych. Z kolei dwa naturalne wstrząsy w okolicy Jarocina wskazują na reżim uskoku normalnych. Silniejszy z tych wstrząsów wskazuje na tektonicznie uwarunkowaną regionalną orientację S_{Hmax} ku NNW–SSE.

9.3.8. Sudety i blok przedsudecki

Analizy naprężeń w otworach wiertniczych wykonano tylko dla nieckii północnosudeckiej (Jarosiński i in., 2021), gdzie przy małej głębokości otworów stwierdzono krótkie profile *breakouts*. Pokazały one przewagę NNW–SSE i NW–SE orientacji S_{Hmax} oraz obecność podrzędnego kierunku NE–SW (Jarosiński i in., 2021). Otwory zlokalizowane po niemieckiej stronie granicy w strefie sudeckiego uskoku brzeżnego (fig. 6A) wskazują na podobną zmienność kierunków kompresji, przy czym kierunki NNE–SSW przeważają w południowym skrzydle tego uskoku zaś NNW–SSE w północnym (Röckel, Lempp, 2003). Synteza dotychczasowych wyników dla północnej części Masywu Czeskiego wskazuje, że dominuje tam NNW–SSE orientacja naprężeń regionalnych. Z tym kierunkiem naprężeń jest stowarzyszony reżim uskoku przesuwczych (fig. 6B). Z kolei odchylenia S_{Hmax} w kierunku NW–SE i NNE–SSW, w reżimie uskoku normalnych, zostały zinterpretowane jako rotacje związane z transtensyjną reaktywacją regionalnych uskoku przesuwczych o biegu NW–SE. Możliwość taką potwierdzają również wyniki monitoringu mikrosejsmicznego prowadzonego po czeskiej stronie granicy (Havíř, 2004; Špaček i in., 2006). Ogniska wstrząsów również pokazują przewagę NNW–SSE orientacji S_{Hmax} w reżimie uskoku przesuwczych oraz występowanie lokalnych odchylen naprężeń ku NW–SE.

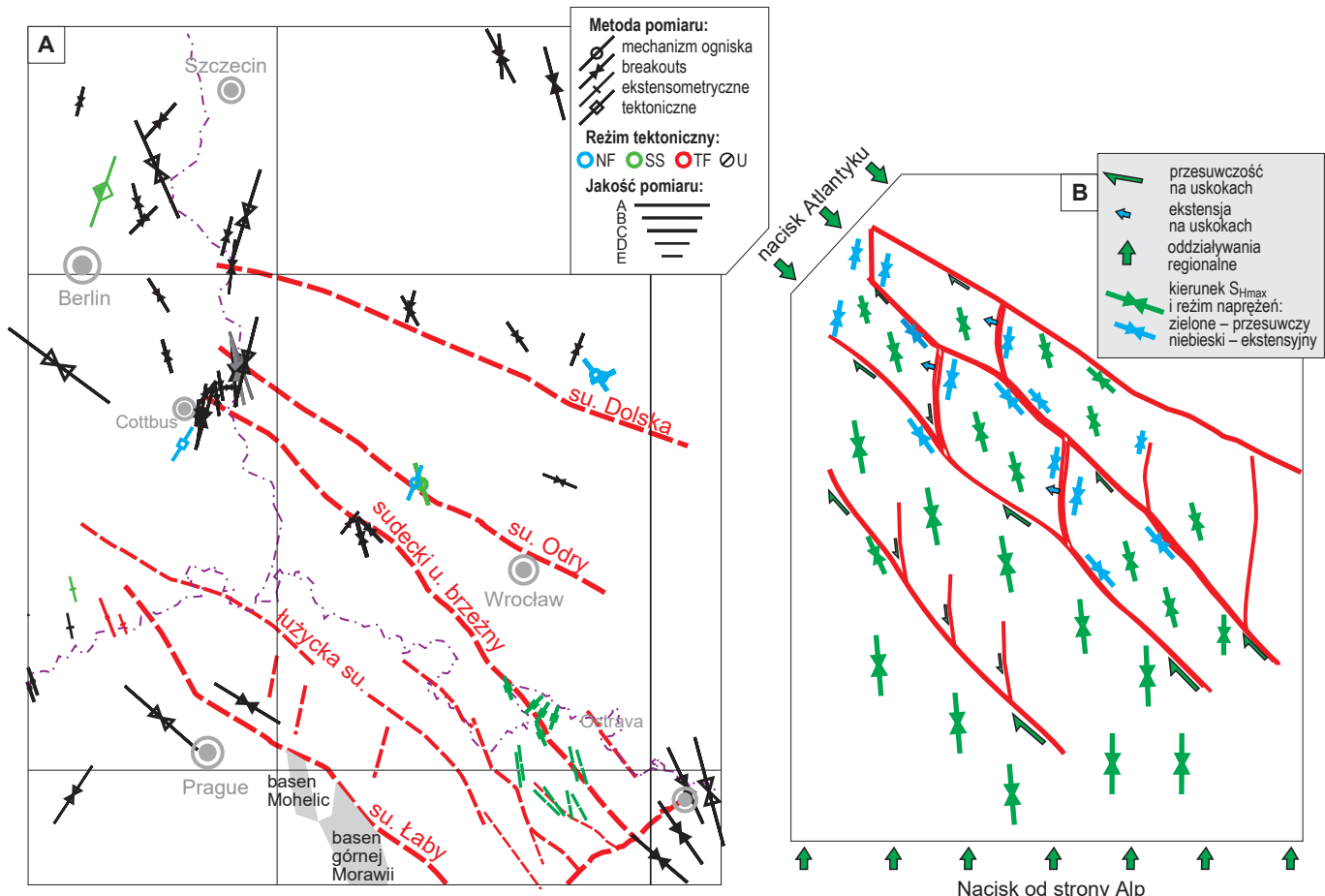
9.4. ODKSZTAŁCENIA TEKTONICZNE

Współczesne odkształcenia poziome, które można uznać za tektoniczne, mierzyć można metodami geodezji satelitarnej. Ponieważ wewnątrz płyt litosferycznych, a zwłaszcza mechanicznie sztywnych kratonów, odkształcenia są bardzo powolne, ich wyznaczenie wymaga ekstremalnie dokładnych, wieloletnich, ciągłych obserwacji na stabilnych stacjach GNSS. Dotychczas, poziome odkształce-

9

Współczesne naprężenia i odkształcenia tektoniczne w Polsce

FIG. 6. Zmienne kierunki S_{Hmax} w północnej części Masywu Czeskiego i na Dolnym Śląsku – A oraz B – schemat wyjaśniający mechanizm zmienności kierunków naprężeń poprzez deformacje transtensyjne na głównych strefach uskokowych (wg Jarosińskiego i in., 2021, zmodyfikowano)



nia dla Polski obliczono przy wykorzystaniu sieci ASG EUPOS o najdłuższym okresie pomiaru – kilkunastu lat, która daje najbardziej precyzyjną lokalizację punktów pomiarowych (Araszkiewicz i in., 2016). Po usunięciu z tej sieci stacji najbardziej niestabilnych, dla większości obszaru Polski uzyskano kierunki maksymalnego poziomego skracania zbliżone do kierunków S_{Hmax} pomierzonego w otworach wieńcicznych (fig. 7). Wyniki te wskazują, że w Polsce przeważa skracanie (kontrakcja) nad rozciąganiem (ekstensją). Dla południowo-zachodniej Polski (platformy paleozoicznej) oszacowano tempo skracania osiągające $12 \times 10^{-17} s^{-1}$ (co odpowiada jednorocznemu odkształceniu o wartości $\sim 0,4$ mm/100 km), które można uznać za typowe dla młodych platform kontynentalnych (Piña-Valdés i in., 2021). Dla kratonu EEC wyliczono tempo odkształcenia wynoszące ok. $4 \times 10^{-17} s^{-1}$ ($\sim 0,13$ mm/100 km w ciągu jednego roku). Zbliżone templa odkształcenia uzyskano dla tych części kontynentu na podstawie pomiarów stabilizowanych stacji (Nocquet i in., 2005). Zgodnie z otrzymanym rozwiązaniem, ekstensja przeważa jedynie we wschodnim segmencie Karpat zewnętrznych, gdzie jej kierunek jest zgodny z rozciągłością orogenu oraz w segmencie kujawskim TTZ, gdzie jest zorientowana wzdłuż tej strefy.

Dobłą zgodność pomiędzy kierunkiem skracania a orientacją S_{Hmax} obserwuje się w Karpatach i przed Karpatai, gdzie są one w przybliżeniu prostopadłe do łuku orogenu. W północnej i zachodniej Polsce zarówno kierunki skracania, jak i kompresji są zorientowane od NW–SE do NNE–SSW. W tym przypadku skracanie jest prawie jednoosiowe. W obrębie TTZ i w północnej części EEC kierunki skracania NNW–SSE i NW–SE są zbliżone do S_{Hmax} . Wynika z tego, że tylko lokalnie występują wyraźne niezgodności pomiędzy kierunkami odkształceń i naprężeń, które mogą być efektem niedostatecznej stabilizacji stacji geodezyjnych lub efektem aktywności uskoków, zwłaszcza w obrębie TTZ.

9.5. GENEZA WSPÓŁCZESNYCH NAPRĘŻEŃ TEKTONICZNYCH W POLSCE

Polska znajduje się wewnątrz płyty eurazjatyckiej z dala od jej krawędzi, jak również od krawędzi kontynentu. Odległość od grzbietu atlantyckiego wynosi ok. 3000 km, od najbliższego punktu skandynawskiej pasywnej krawędzi kontynentu ok. 1500 km, a od szwu kolizyjnego z Afryką ok. 2000 km. Wpływ złożonych oddziaływań sił tektonicznych na obszar intrakontynentalny modelować można numerycznie z uwzględnieniem jak największej liczby czynników geomechanicznych. Model taki w przestrzeni 2,5D został sporzą-

dzony dla Europy środkowej (Jarosiński i in., 2006; Jarosiński, 2006b; fig. 8). Uwzględniono w nim zróżnicowanie sztywności dużych bloków tektonicznych, mobilność rozdzielających je stref tektonicznych oraz naprężenia generowane energią potencjalną grawitacji dużych łańcuchów górskich i głębokich mórz. Dzięki dopasowaniu kierunków modelowanych naprężeń do orientacji pomierzonego S_{Hmax} (fig. 8B) oszacowane zostały naprężenia tektoniczne jakie mogą oddziaływać na krawędzie kontynentu oraz wielkości naprężeń poziomych w poszczególnych blokach tektonicznych. Znaczne zróżnicowanie kierunków naprężeń na badanym obszarze sprawiło, że wyniki modelowania są stosunkowo ściśle uwarunkowane danymi i nie dopuszczają szerokiego spektrum innych rozwiązań.

9.5.1. Naciski na krawędzie kontynentu

Dla lepszego zobrazowania sił tektonicznych działających na krawędzie modelu, zostały one przeliczone na naprężenia znormalizowane dla 100 km miąższości litosfery. W preferowanym modelu (fig. 8), średnie naprężenia oddziałujące na pasywną brytyjską i skandynawską krawędź Europy spadają płynnie w kierunku NE z 19 do 13 MPa, co jest skorelowane z coraz młodszy w tym kierunku wiekiem litosfery Oceanu Atlantyckiego (który później otworzył się na północy – por. rozdział 2), wywierającej w związku z tym mniejszy nacisk (ang. ridge push) na kontynent (Coblentz i in., 1994). Nacisk litosfery Morza Arktycznego, propagujący się przez Morze Barentsa, został oszacowany na 16 MPa, co również pasuje do trendu, w którym starszy fragment litosfery oceanicznej wywiera większą presję niż fragment młodszy. Od strony rowu dolnego Renu wymodelowano relatywnie niewielką kompresję – rzędu 0–4 MPa – co wskazuje na prawie neutralną krawędź zachodnią.

Śródziemnomorską strefę kolizji z Afryką cechuje skrajna zmienność sił tektonicznych w poszczególnych segmentach. Nacisk na mikroplątę Adrii od strony Apeninów wynosi zaledwie 6,5 MPa, podczas gdy od południa na krótkim odcinku Morza Jońskiego jest on skrajnie wysoki i wynosi 90 MPa (fig. 8B). Wynika z tego, że kompresja napierającej Afryki jest efektywnie przenoszona na mikroplątę Adrii przez znajdujący się w podłożu Morza Jońskiego sztywny fragment starej skorupy Oceanu Tetydy. Pozostaje to w kontraście do sąsiednich segmentów, w których strefy subdukcji (kalabryjska i helleńska) relaksują naprężenia kompresyjne (fig. 9). Na przykład w segmencie helleńskiej strefy subdukcji fragment subdukującej płyty oceanicznej związa się i cofa (ang. slab pull and roll-back) wzbudzając na modelu silną tensję w obrębie Morza

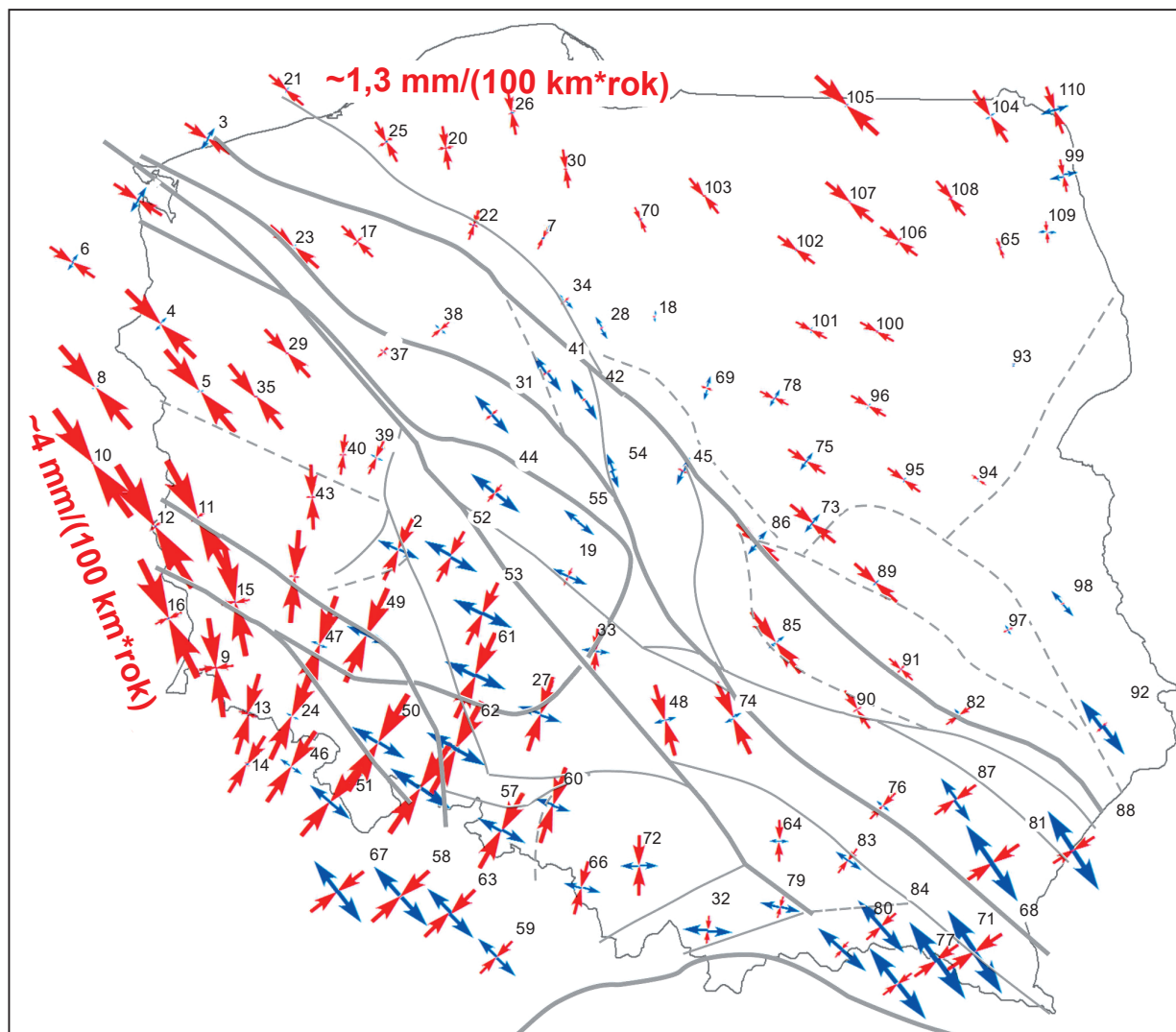


FIG. 7. Kierunki maksymalnego skracania (czerwone strzałki) i rozciągania (niebieskie strzałki) (wg Araszkiewicza i in., 2016, zmodyfikowano). Strzałki wskazują kierunek i tempo odkształcenia (proporcjonalne do wielkości strzałek) uśrednione w promieniu 150 km, z większą wagą punktów zbliżonych do lokalizacji strzałki. Skrajne wartości skracania podane są na mapie

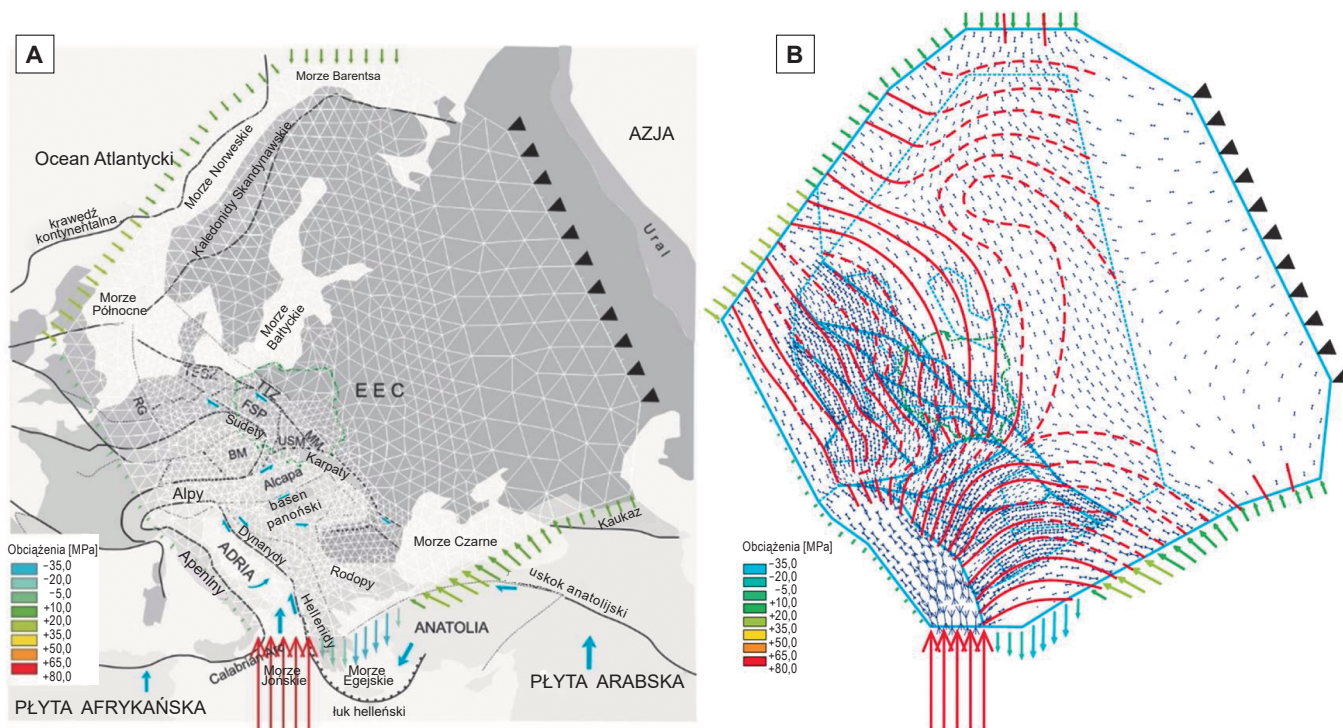


FIG. 8. Wyniki modelowania wielkości naprężeń na krawędziach modelu (znormalizowane do 100 km miąższości litosfery): **A** z jednostkami strukturalnymi modelu i siatką obliczeniową; BM – Masyw Czeski; EEC – platforma wschodnioeuropejska; FSP – obszar przedsudecki; MM – masyw małopolski; RG – rów Renu; TTZ – strefa Teisseyre'a-Tornquista; USM – masyw górnośląski; **B** z trajektoriami pomierzonych S_{Hmax} (linie czerwone) oraz modelowanymi S_{Hmax} (niebieskie strzałki) (wg Jarosińskiego, 2006b i Jarosińskiego i in., 2006). Wielkości strzałek są proporcjonalne do wielkości naprężeń

9

Współczesne naprężenia i odkształcenia tektoniczne w Polsce

Egejskiego wynoszącą -20 MPa (fig. 8B). Na Bałkanach powoduje ona zakrzywienie trajektorii S_{Hmax} , które tworzą łuk opierający się od zachodu na Dynarydach i Hellenidach, a na wschodzie – na południowym brzegu Morza Czarnego (fig. 8B). Tensja ta relaksuje również naprężenia kompresyjne w basenie panońskim, otwierając przestrzeń dla resztkowej ekstruzji bloków ALCAPA i TISA (Jarosiński i in., 2009).

Z kolei w segmencie Morza Marmara dochodzi do zmiany reżimu tensyjnego (-8 MPa) na kompresyjny ($+14$ MPa). Dalej ku wschodowi w odcinku anatolijskim wzrastająca kompresja jest skośna do uskoku północnoanatolijskiego, w kierunku zgodnym z jego prawoskrętną transpresją. Kompresja od strony Kaukazu i północnego uskoku anatolijskiego propaguje ku N w obręb kratonu (EEC), równoważąc siły nacisku Atlantyku. Dzięki temu model utwierdzony od strony azjatyckiej w sąsiedztwie Uralu nie doznaje istotnych naprężeń skrętnych.

Przedstawione zróżnicowanie obciążeń na krawędzi modelu jest spójne z kinematyką głównych uskoków rozdzielających bloki tektoniczne. Największe niezgodności pomiędzy modelowanymi i obserwowanymi kierunkami naprężeń występują w Skandynawii. Przyczyną tego jest, najprawdopodobniej, nieuwzględnienie w modelu wynoszenia glaciostatycznego, które na tym obszarze może generować naprężenia przewyższające te o genezie tektonicznej. Zgodnie z wygasającym trendem współczesnego podnoszenia Skandynawii, efekt ten zanika w strefie Morza Bałtyckiego i nie jest już istotny na terenie Polski.

9.5.2. Propagacja naprężeń na obszar Polski

Wyniki modelowania (Jarosiński i in., 2006) wskazują, że współczesne naprężenia w podłożu skalnym Polski są generowane głównie przez siły działające na krawędzi kontynentu. Siły grawitacji związane ze zróżnicowaniem energii potencjalnej grawitacji lub z hipsometrią mają znaczenie jedynie lokalne i/lub sięgają stosunkowo niewielkich głębokości.

W ten sposób nacisk podłoża Oceanu Atlantyckiego i Morza Arktycznego na NW pasywną krawędź kontynentu przenoszony jest efektywnie przez szczytny kraton EEC na obszar NE Polski. Trajektorie S_{Hmax} są tu płynnie ugięte świadcząc o dużej stabilności kratonu. Od strony Wielkiej Brytanii i Morza Północnego kompresja przenoszona jest przez strefę szwu transeuropejskiego (TESZ), stanowiącą melanż bloków tektonicznych rozdzielonych strefami

uskokowymi. Naprężenia podlegają tu rotacjom związanym z mobilnością tych bloków.

Z kolei od południa, nacisk od strony Adrii przenoszony jest w dwóch kierunkach – przez Alpy i przez Dynarydy. Przemieszczająca się ku północy Adria napiera na Alpy, w których kompresja jest równoważona przez tensję wzbudzoną potencjałem grawitacyjnym orogenu (Jarosiński i in., 2006). Na północ od Alp ścierają się oddziaływania tektonicznej kompresji orogenu w kierunku północnym oraz kompresji od pasywnej krawędzi Morza Północnego w kierunku SE. W obrębie Masywu Czeskiego aktywne strefy uskoków przesuwczych przyczyniają się do zakrzywienia trajektorii kompresji w kierunku NNW–SSE i NW–SE, które to kierunki dominują na obszarze sudeckim i dalej w głębi zachodniej Polski (Jarosiński i in., 2021).

Z kolei mimośrodowe oparcie Adrii w Alpach powoduje jej lewoskrętną rotację, która wzbudza naskórkową kompresję w Dynarydach, o czym świadczy wysokie tempo odkształceń w orogenie (Porkoláb i in., 2023). Dalej ku NE naskórkowa kompresja jest przenoszona górną warstwą skorupy ziemskiej termicznie osłabionego basenu panońskiego i dalej ku NE, przez mobilny blok ALCAPA, w obręb pryzmy akrecyjnej Karpat zewnętrznych. Mechanizm naskórkowego nacisku bloku ALCAPA na Karpaty został wymodelowany na przekroju pionowym wzdłuż profilu sejsmiki re-frakcyjnej CEL02 (Jarosiński i in., 2011; Jarosiński, 2012). Wyniki modelowania pokazały, że po kilku milionach lat neotektonicznej kompresji, w pryzmie akrecyjnej Karpat mógł zostać ponownie wzbudzony reżim nasunięć, podczas gdy w dolnej skorupie Karpat panować może ciągle reżim uskoków przesuwczych, a nawet normalnych. Rozwarstwienie nacisku górnej i dolnej skorupy bloku ALCAPA może być przyczyną spektakularnych rotacji kierunku S_{Hmax} w Karpatach zewnętrznych. Na przedpolu orogenu kompresja jest przenoszona w obręb masywu małopolskiego i kratonu EEC z dolnych partii pryzmy i jej podłoża. Skomplikowany mechanizm przenoszenia naprężeń w poprzek jednostek tektonicznych na linii od Adriatyku po kraton EEC pokazuje wynik modelowania numerycznego reologicznie rozwarstwionej litosfery (fig. 10).

Poza kratonem EEC, w obrębie szeroko pojętej strefy TTZ środkowej Polski ścierają się oddziaływania od strony Alp i Karpat powodując reaktywację przesuwczą głównych stref uskokowych, o orientacji NW–SE. Jednak tempo przemieszczeń uskokowych jest na tyle małe, że dopuszcza lepką relaksację odkształceń sprężystych, co z kolei sprawia, że sejsmiczność obszaru Polski jest niewielka.

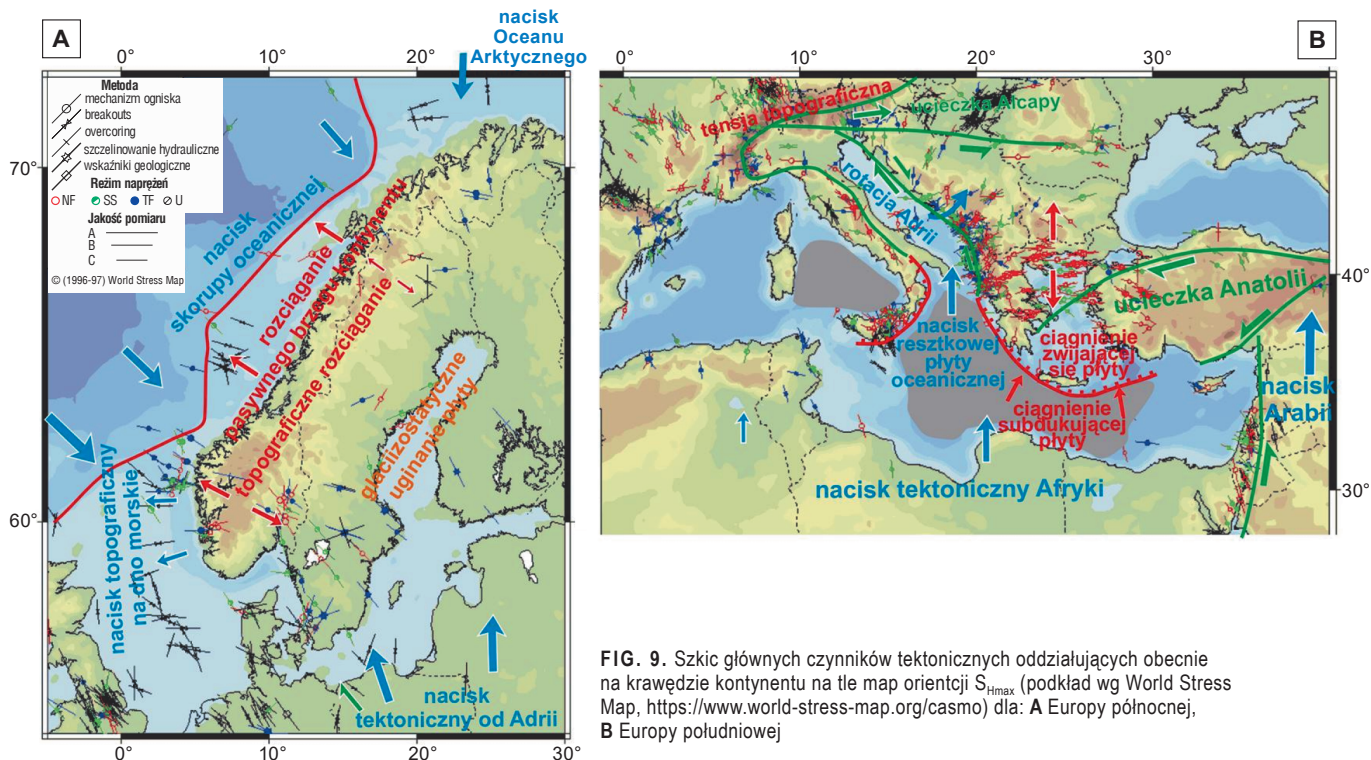
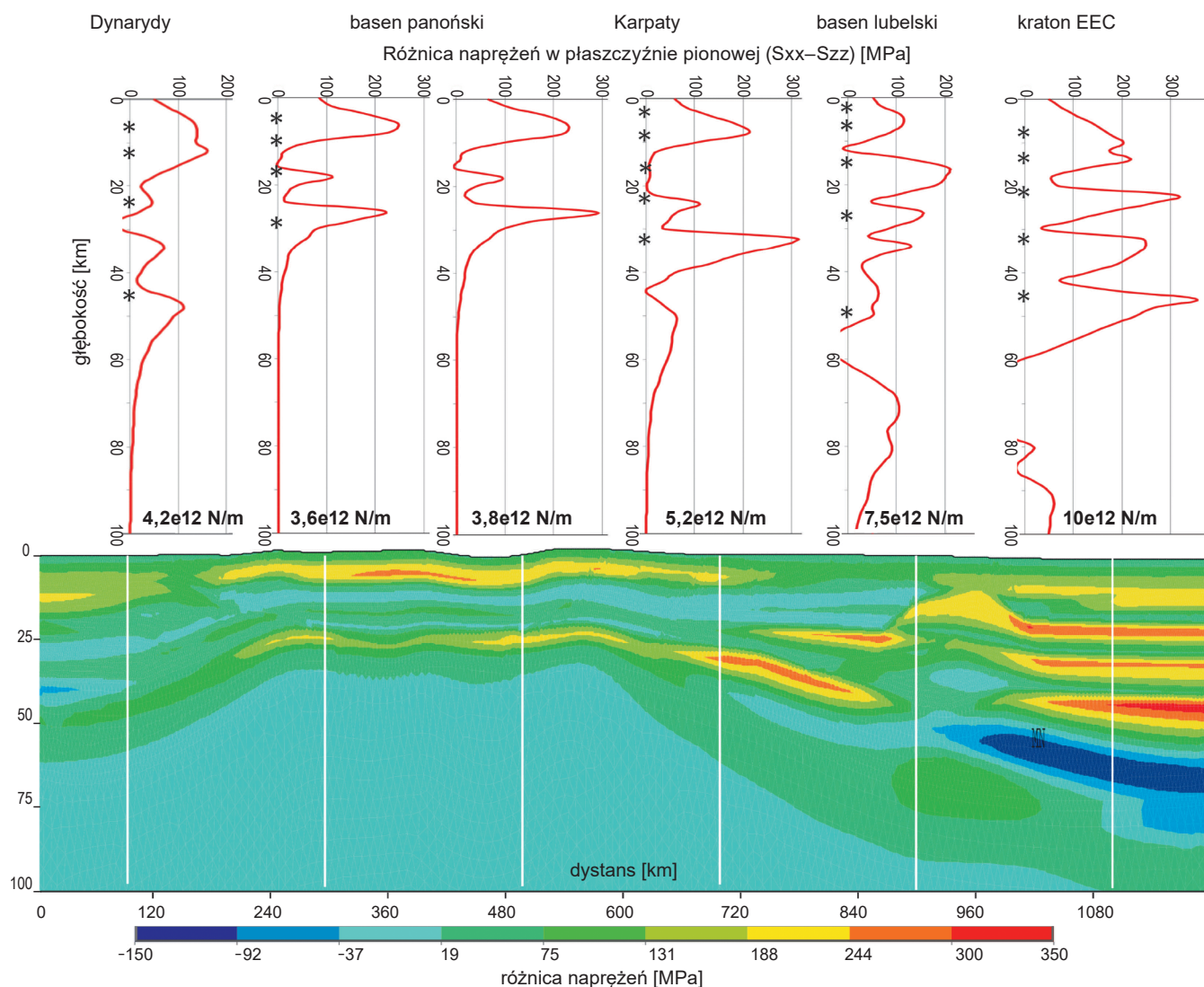


FIG. 9. Szkic głównych czynników tektonicznych oddziałujących obecnie na krawędzi kontynentu na tle map orientacji S_{Hmax} (podkład wg World Stress Map, <https://www.world-stress-map.org/casmo>) dla: A Europy północnej, B Europy południowej



9

Współczesne
naprężenia
i odkształcenia
tektoniczne w Polsce

FIG. 10. Numeryczny model 2D współczesnych naprężeń w obrębie rozwarstwionej reologicznie litosfery do głębokości 100 km. Pokazane są różnice naprężeń w płaszczyźnie modelu z wykresami reprezentatywnymi dla poszczególnych jednostek tektonicznych (wg Jarosińskiego, 2012, zmodyfikowano). Liczby pod wykresami wskazują wytrzymałość litosfery w reakcji na kontrakcję tektoniczną

LITERATURA

- Anderson E.M., 1905. The dynamics of faulting. Transactions of the Edinburgh Geological Society, 8: 387–402.
- Araszkiewicz A., Figurski M., Jarosiński M., 2016. Erroneous GNSS Strain Rate Patterns and their application to investigate the tectonic credibility of GNSS velocities. Acta Geophysica, 64: 1412–1429.
- Coblentz D.D., Richardson R.M., Sandiford M., 1994. On the gravitational potential of the Earth's lithosphere, Tectonics, 13, 929–945.
- Gibowicz S.J., 1984. The mechanism of large mining tremors in Poland. W: Proceedings of the 1st International Congress on Rockburst and Seismicity in Mines (red. N.C. Guy, E.M. Wainwright): 17–28. Johannesburg, SAIMM.
- Grad M., Guterch A., Keller G.R., Janik T., Hegedűs E., Vozár J., Ślącza A., Tiira T., Yliniemi J., 2006. Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin: CELEBRATION 2000 seismic profile CEL05. Journal of Geophysical Research, 111: B03301.
- Gregersen S., Wiejacz P., Dębski W., Domański B., Assinovskaya B., Guterch B., Mantyniemi P., Nikulin V.G., Pacesa A., Puura V., Aronov A.G., Aronova T.I., Grünthal G., Husebye E.S., Sliupa S., 2007. The exceptional earthquakes in Kaliningrad district, Russia on September 21, 2004. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 164: 63–74.
- Guterch B., 2009. Sejsmiczność Polski w świetle danych historycznych. Przegląd Geologiczny, 57: 513–520.
- Havif J., 2004. Orientations of recent principal stress axes in the Jeseníky region. Acta Geodynamica et Geomaterialia, 1: 49–57.
- Heidbach O., Rajabi M., Cui X., Fuchs K., Müller B., Reinecker J., Reiter K., Tingay M., Wenzel F., Xie F., Ziegler M.O., Zoback M.-L., Zoback M., 2018. The World Stress Map database release 2016: crustal stress pattern across scales. Tectonophysics, 744: 484–498.
- Jarosiński M., 1994a. Metody pomiaru współczesnych naprężeń skorupy ziemskiej w głębokich otworach wiertniczych. Przegląd Geologiczny, 42: 564–569.
- Jarosiński M., 1994b. Pomiar kierunków współczesnych naprężeń skorupy ziemskiej w Polsce na podstawie analizy struktur breakouts. Przegląd Geologiczny, 42: 996–1003.
- Jarosiński M., 1997. Rozwarstwienie współczesnego pola naprężeń w zachodniej części polskich Karpat zewnętrznych. Przegląd Geologiczny, 45: 768–776.
- 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 zniszczeń ścian otworów wiertniczych breakouts. Instrukcje i Metody Badań Geologicznych, 56: 1–144.
- Jarosiński M., 2001. Współczesna geodynamika kompleksu paleozoicznego w podłożu Karpat zewnętrznych na podstawie analizy karotaży i rdzenia wiertniczego w otworze Tarnawa-1. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 174: 119–132.
- 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. Przegląd Geologiczny, 53: 863–872.
- Jarosiński M., 2006a. Recent tectonic stress field investigations in Poland: a state of the art. Geological Quarterly, 50: 303–321.
- Jarosiński M., 2006b. Źródła współczesnych naprężeń tektonicznych w Europie Środkowej w świetle modeli elementów skończonych. Przegląd Geologiczny, 54: 700–709.
- Jarosiński M., 2012. Compressive deformations and stress propagation in intracontinental lithosphere: finite element modeling along the Dinarides–East European Craton profile. Tectonophysics, 526–529: 24–41.
- Jarosiński M., Beekman F., Bada G., Cloetingh S., 2006. Redistribution of recent collision push and ridge push in Central Europe: insights from FEM modelling. Geophysical Journal International, 167: 860–880.
- Jarosiński M., Poprawa P., Ziegler P., 2009. Cenozoic dynamic evolution of the Polish Platform. Geological Quarterly, 53: 3–26.
- Jarosiński M., Beekman F., Matenco L., Cloetingh S., 2011. Mechanics of basin inversion: Finite element modelling of the Pannonian Basin System. Tectonophysics, 502: 121–145.

9

Współczesne
napężenia
i odkształcenia
tektoniczne w Polsce

- Jarosiński M., Araszkiwicz A., Bobek K., Gogolek T., 2022. Contemporary state of stress in a stable plate interior (northern Poland): the integration of satellite geodesy, borehole and seismological data. *Tectonophysics*, 831, 229336.
- Jarosiński M., Bobek K., Głuszyński A., Durkowski K., 2021. Present-day tectonic stress from borehole breakouts in the NorthSudetic Basin (northern Bohemian Massif, SW Poland) and its regional context. *International Journal of Earth Sciences*, 110: 2247–2265.
- Jarosiński M., Bobek K., Wojtowicz M., Pachytel R., Trzeciak M., Piłacik A., 2024a. Present-day stress stratification in the lower Palaeozoic shale sequence of the Baltic Basin, northern Poland, inferred from borehole data. *Tectonophysics*, 890, 230484.
- Jarosiński M., Bobek K., Wojtowicz M., Wyglądała M., Kępiński M., 2024b. Are the Carpathians tectonically active?: Geomechanical study in deep boreholes in the outer Carpathians (Poland). *Tectonophysics*, 890, 230505.
- Lizurek G., 2017. Full moment tensor inversion as a practical tool in case of discrimination of tectonic and anthropogenic seismicity in Poland. *Pure and Applied Geophysics*, 174: 197–212.
- Nocquet J.-M., Calais E., Parsons B., 2005. Geodetic constraints on glacial isostatic adjustment in Europe. *Geophysical Research Letters*, 32, L06308.
- Piłacik A., Jarosiński M., 2021. Present-day stress profile in the Baltic Basin sedimentary succession constrained by drilling-induced structures: interpretation uncertainties. *Geological Quarterly*, 65 (4): 51.
- Piña-Valdés J., Socquet A., Beauval C., Doin M.-P., D'Agostino N., Shen Z.-K., 2022. 3D GNSS velocity field sheds light on the deformation mechanisms in Europe: Effects of the vertical crustal motion on the distribution of seismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127: e2021JB023451
- Porkoláb K., Broerse T., Kenyeres A., Békési E., Tóth S., Magyar B., Wesztergom V., 2023. Active tectonics of the CircumPannonian region in the light of updated GNSS network data. *Acta Geodaetica et Geophysica*, 58: 149–173.
- Röckel T., Lempp C., 2003. Der Spannungszustand im Norddeutschen Becken. *Erdöl-Erdgas-Kohle*, 119: 73–80
- Špaček P., Sýkorová Z., Pazdírková J., Švancara J., Havíř J., 2006. Present-day seismicity of the south-eastern Elbe Fault System (NE Bohemian Massif). *Studia Geophysica et Geodaetica*, 50: 233–258.
- Wiejacz P., 1994. An attempt to determine tectonic stress patterns in Poland. *Acta Geophysica Polonica*, 42: 169–176.
- Zoback M. D., Moos D., Mastin L., Anderson R.N., 1985. Wellbore breakouts and in situ stress. *Journal of Geophysical Research*, 90: 5523–5530.