

ANOMALIE MAGNETYCZNE I ICH ROLA W ROZPOZNANIU STRUKTURY KRystalicznego KOMPLEKSU SKORUPY ZIEMSKIEJ POŁUDNIOWO-WSCHODNIEJ POLSKI

APPLICATION OF THE MAGNETIC ANOMALIES FOR IDENTIFICATION OF STRUCTURE OF THE CRYSTALLINE BASEMENT OF SOUTHEASTERN POLAND

TERESA GRABOWSKA¹, GRZEGORZ BOJDYS¹, ZDZISŁAW PETECKI²

Abstrakt. Południowo-wschodnia Polska znajduje się na obszarze kontaktu trzech dużych jednostek geologicznych: kratonu wschodnioeuropejskiego (EEC), platformy paleozoicznej i Karpat. Złożoną budowę geologiczną obszaru odzwierciedlają mapy anomalii pól potencjalnych. Analiza mapy anomalii ΔT całkowitego pola magnetycznego Ziemi i pochodnych pionowych tych anomalii w powiązaniu z danymi geologicznymi dostarcza wielu informacji o budowie i właściwościach magnetycznych skał krystalicznego kompleksu skorupy. Pośrednio ujawnia ona stopień zróżnicowania petrologicznego i tectonikę krystalicznego kompleksu skorupy obszaru kratonicznego w zestawieniu ze skorupą przyłączonych do niego bloków, będących przedpolem orogenu waryscyjskiego platformy paleozoicznej i zlokalizowanych w strefie szwu transeuropejskiego (TESZ).

Na drodze analizy spektralnej anomalii magnetycznych i ich ilościowej interpretacji, uwzględniającej dane z projektu CELEBRATION 2000 oraz informacje o właściwościach magnetycznych skał udostępnionych wierceniami, skonstruowano wzdłuż profili sejsmicznych (CEL 01, CEL 05) dwuwymiarowe (2D) modele magnetyczne skorupy i przedstawiony w formie szkicu model trójwymiarowy (3D). Porównawcza analiza i interpretacja map anomalii magnetycznych i grawimetrycznych ujawniła pozycję krystalicznego kompleksu skorupy w strefie kontaktu kratonu wschodnioeuropejskiego z platformą paleozoiczną oraz jego wpływ na obraz resztkowych anomalii grawimetrycznych na obszarze kratonu.

Słowa kluczowe: anomalie magnetyczne, resztkowe anomalie grawimetryczne, 2D i 3D modele magnetyczne skorupy, EEC, TESZ, TTZ, platforma paleozoiczna.

Abstract. South-eastern Poland is situated between the East European Craton (EEC), the Paleozoic and Mesozoic of Western Europe and the Carpathians. Complex geological structure of the area is reflected on the maps of potential fields anomalies. The analyses of the total magnetic intensity anomaly map ΔT and the vertical derivatives of these anomalies in relation to geological data provide many information concerning the structure and magnetic properties of rocks of the crystalline basement. These analyses indirectly reveal the degree of the petrologic diversification and the tectonics of the basement in comparison with the adjoining blocks of the Paleozoic and Variscan orogens and their basement as well as those located in the area of the Trans-European Suture Zone (TESZ).

Two dimensional (2D) magnetic models of the basement along the seismic profiles (CEL 01, CEL 05) and corresponding three dimensional (3D) model have been constructed. This interpretation is based on spectral analysis of the magnetic anomalies and their quantitative interpretation which includes data from the CELEBRATION 2000 project, as well as information concerning the magnetic properties of rocks made available through drilling. The comparative analysis of maps showing magnetic and gravity anomalies have revealed the architecture of the crystalline basement in the area where the East European Craton (EEC) is in contact with the Paleozoic and Mesozoic of Western Europe, as well as its impact on the image of residual gravity anomalies within the area of the craton.

Key words: magnetic anomalies, residual gravity anomalies, 2D and 3D magnetic models of the crust, EEC, TESZ, TTZ, Paleozoic and Mesozoic of Western Europe.

¹ AGH Akademia Górniczo-Hutnicza w Krakowie, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; e-mail: tgrabow@geol.agh.edu.pl, bojdzys@geol.agh.edu.pl.

² Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: zdzislaw.petecki@pgi.gov.pl.

WSTĘP

Obszar południowo-wschodniej Polski jest zlokalizowany na obszarze kontaktu trzech dużych jednostek geologicznych: kratonu wschodnioeuropejskiego (EEC), platformy paleozoicznej i Karpat.

Część północno-wschodnia tego obszaru to fragment kratonu wschodnioeuropejskiego, który od południowego zachodu sąsiaduje z przyłączonym we wczesnym paleozoiku zespołem bloków (terranów) (Narkiewicz, 2007; Narkiewicz i in., 2007) i kaledońskim pasem fałdowym (Pożaryski, Tomczyk, 1993; Pożaryski, Nawrocki, 2000) (fig. 1). Bloki te (łysogórsko-radomski, małopolski i górnośląski) stanowią przedpole orogenu waryscyjskiego i wraz ze strefą Teisseyre'a–Tornquista (TTZ) wchodzi w skład strefy szwu transeuropejskiego (TESZ) (Dadlez i in., 2005; Narkiewicz, 2007).

Złożoną budowę skorupy ziemskiej południowo-wschodniej Polski ujawniły prowadzone na tym obszarze w drugiej połowie XX w. głębokie sondowania sejsmiczne (Betlej i in., 1967; Guterch i in., 1975, 1976, 1986; Guterch, 1977) oraz badania wykonane w ramach międzynarodowego projektu CELEBRATION 2000 (Malinowski i in., 2005; Janik i in., 2009).

Wyniki głębokich badań sejsmicznych, wskazujących na skomplikowaną strukturę kompleksu krystalicznego skorupy, potwierdzono m.in. wynikami badań prowadzonych metodami pól potencjalnych (grawimetria i magnetometria) (Grabowska, 1978; Grabowska, Perchuć, 1985; Grabowska i in., 1998, 2011; Bojdys, Grabowska, 1999; Grabowska, Bojdys, 2001).

W pracy podsumowano wyniki badań magnetycznych, które odgrywają szczególnie ważną rolę w rozpoznaniu budowy krystalicznego kompleksu skorupy południowo-wschodniej Polski.

W ograniczonym zakresie omówiono również wyniki badań grawimetrycznych, dotyczące rozpoznania budowy tektonicznej pokrywy osadowej i jej związku z strukturą podłoża krystalicznego.

CHARAKTERYSTYKA ANOMALII MAGNETYCZNYCH POŁUDNIOWO-WSCHODNIEJ POLSKI

Jak wynika z wcześniejszych badań magnetycznych (Depowski, Żelichowski, 1969) i późniejszych prac (Grabowska, 1978; Grabowska, Bojdys, 2001; Grabowska i in., 2011) obraz anomali magnetycznych południowo-wschodniej Polski (fig. 2) jest związany z budową krystalicznego kompleksu skorupy, głębokością jego występowania i petrologią.

Jednym z ważniejszych elementów obrazu anomali magnetycznych ΔT jest ich poziomy gradient, będący południowym fragmentem strefy regionalnego magnetycznego gradientu, przecinającego obszar Polski. Biorąc pod uwagę wyniki badań geologicznych i magnetycznych (Teisseyre, 1893; Tornquist, 1908) przyjęto (Dąbrowski, Karaczun, 1958; Dąbrowski, 1971a), że oś tej strefy gradientowej, manifestująca zasięg

aktywnej magnetycznie krystalicznej skorupy, wyznacza południowo-zachodnią granicę platformy wschodnioeuropejskiej. Wzdłuż tej strefy jest sytuowana linia Teisseyre'a–Tornquista (TTL) (Pawłowski, 1947, 1953), sygnalizująca według Znosko (1970, 1975) obecność wgłębnych rozłamów tektonicznych i będąca równocześnie północno-wschodnią granicą strefy Teisseyre'a–Tornquista (TTZ) (Znosko, 1979; Dadlez, 1982).

Regionalny gradient wraz z TTZ (Królikowski, 2006) dzieli południowo-wschodnią Polskę, podobnie jak cały obszar naszego kraju, na dwie części wyraźnie różniące się obrazem anomalii magnetycznych. Północno-wschodnia część jest fragmentem prekambryjskiego kratonu, a południowo-zachodnia odpowiada fragmentowi platformy paleozoicznej.

Część kratoniczna południowo-wschodniej Polski to obszar występowania dodatnich anomalii o charakterze regionalnym (fig. 2), które obejmują swoim zasięgiem rów lubelski i podniesienie radomsko-krańskie wraz z północno-wschodnim fragmentem bloku łysogórsko-radomskiego oraz intensywne anomalie magnetyczne związane z wyniesieniem łukowsko-hrubieszowskim (fig. 3, 4).

Obszar transeuropejskiego szwu (TESZ), w obrębie którego mieści się pokaźna część bloku łysogórsko-radomskiego, blok małopolski i blok górnośląski (fig. 1), charakteryzuje się m.in. występowaniem ujemnej regionalnej anomalii magnetycznej (fig. 2). Anomalia ta jest kontynuacją rozległej depresji magnetycznej, która obejmuje środkową i północno-zachodnią Polskę.

Południowo-zachodniemu skrzydłu depresji magnetycznej w południowo-wschodniej Polsce odpowiada strefa słabego gradientu magnetycznego. Gradient ten od północnego wschodu ogranicza obszar występowania dodatnich anomalii magnetycznych Miechów–Częstochowa. W obszarze tym mieszczą się intensywne lokalne anomalie związane z intruzjami skał zasadowych, które towarzyszą strefie tektonicznej Kraków–Lubliniec, oddzielającej blok małopolski od bloku górnośląskiego (Żaba, 1999; Buła, 2000).

Na uwagę zasługują również lokalne anomalie magnetyczne okolic Krakowa, związane z obecnością wylewnych skał zasadowych (Gradziński, 1972).

Południowo-zachodnia część badanego obszaru to miejsce występowania średnio (anomalia Jordanowa) i nisko amplitudowych (anomalia Nowego Sącza) anomalii, wiążących się z petrologią krystalicznego kompleksu skorupy i ukształtowaniem, pogrążającego się pod nasunięcie karpaccie skonsolidowanego podłoża (Grabowska i in., 2007; Bojdys i in., 2008).

ANOMALIE MAGNETYCZNE KRATONICZNEJ CZĘŚCI OBSZARU

Anomalie magnetyczne kratonicznej części południowo-wschodniej Polski są źródłem ważnych informacji o strukturze krystalicznego kompleksu skorupy. Anomalie te korelują się z występującymi w tym rejonie anomaliami siły ciężkości (patrz rozdział: Analiza...). Odzwierciedlają skład petrograficzny i budowę tektoniczną podłoża krystalicznego, a w przypadku wyniesienia łukowsko-hrubieszowskiego pośrednio również tektonikę utworów paleozoicznych bretońskiego piętra strukturalnego (Grabowska i in., 1995, 2003–2005; Grabowska, Bojdys, 2001).

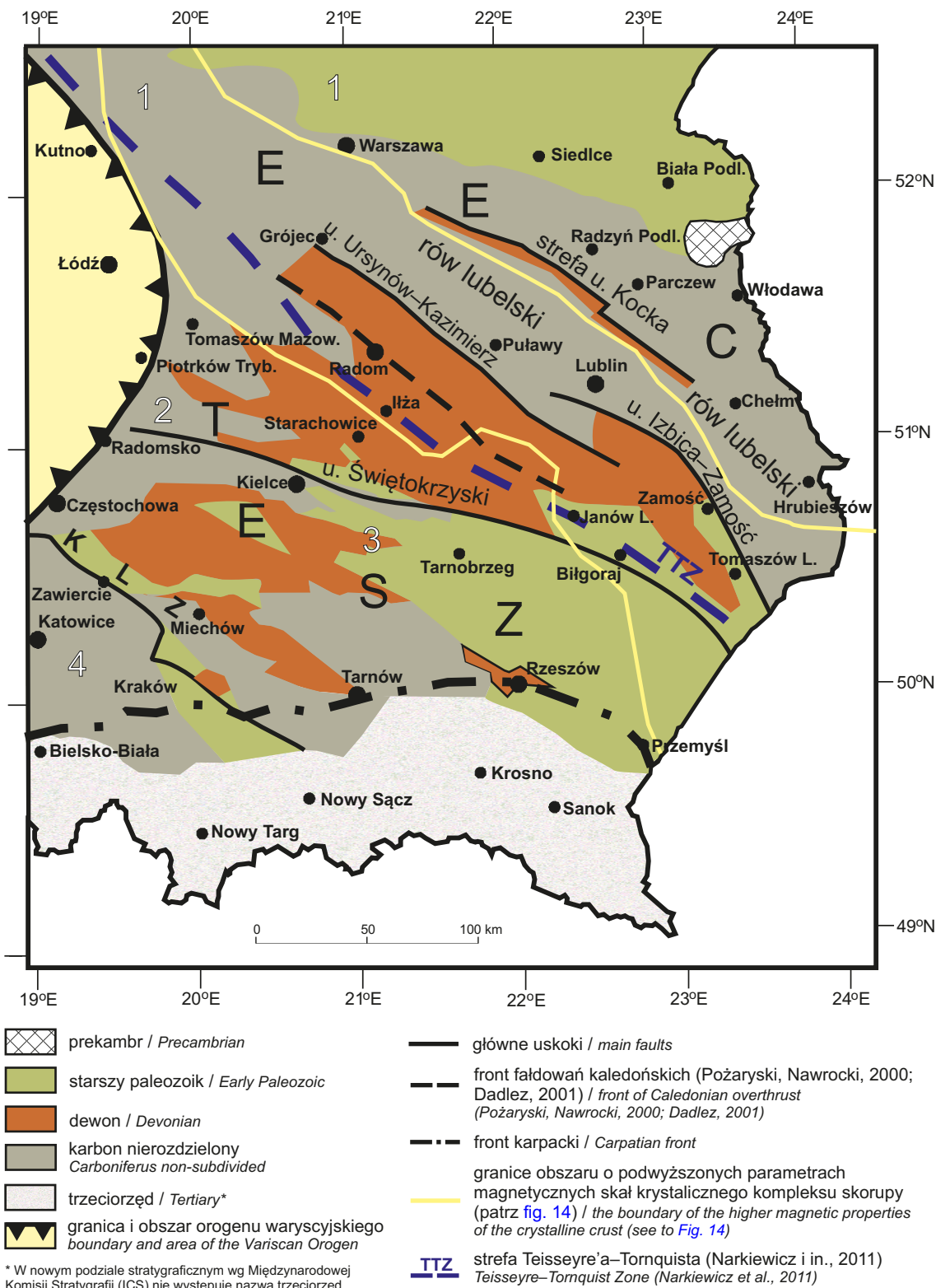
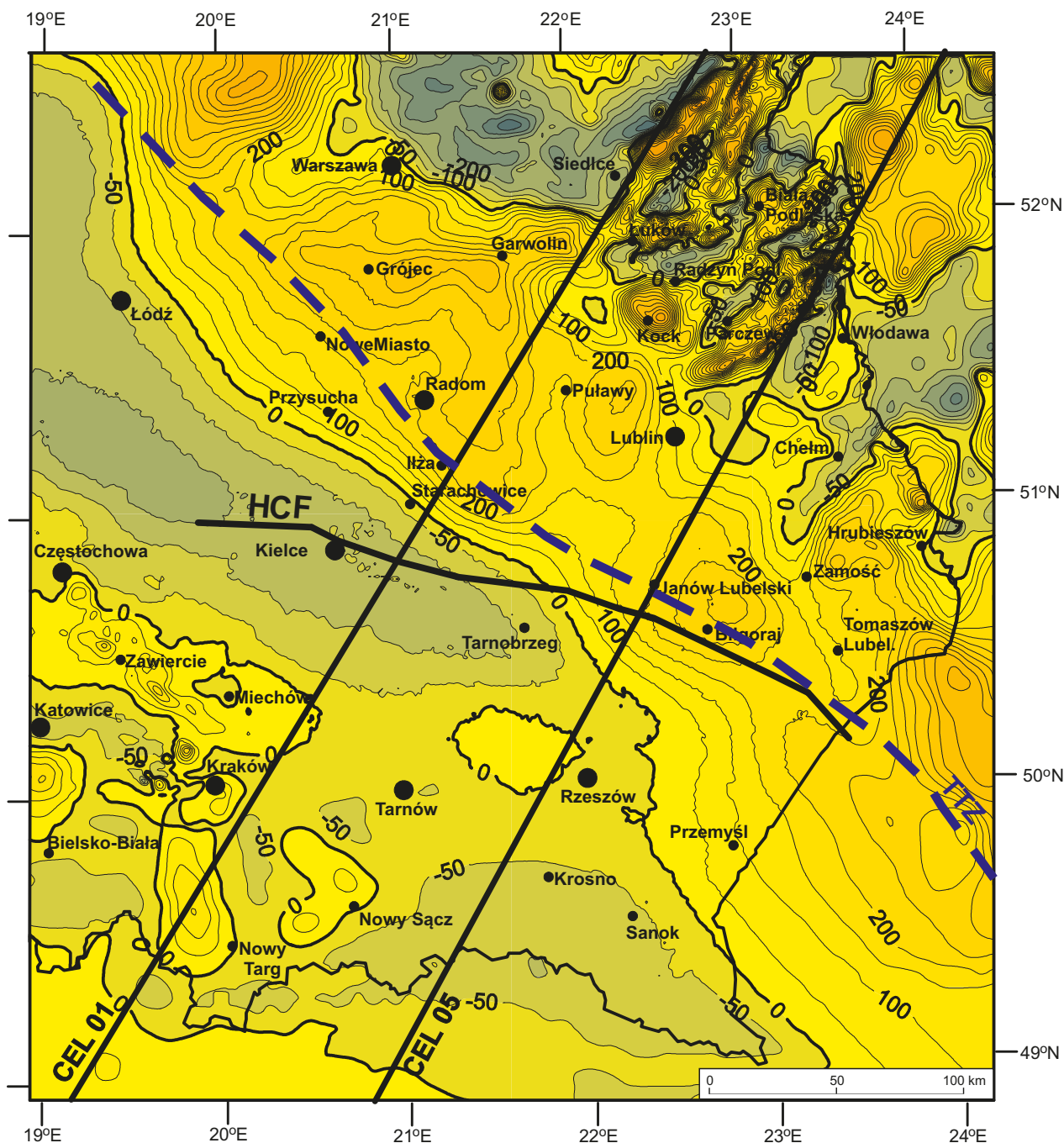


Fig. 1. Mapa (szkic) utworów podpermsko–mezozoicznych wraz z głównymi elementami budowy tektonicznej na obszarze południowo-wschodniej Polski (wg: Sub-Permian–Mesozoic map of Poland; Narkiewicz, 2007)

1 – kraton wschodnioeuropejski; 2 – blok (terran) łysogórsko-radomski; 3 – blok (terran) małopolski; 4 – blok (terran) górnośląski; KLZ – strefa tektoniczna Kraków–Lubliniec; EEC – kraton wschodnioeuropejski; TESZ – strefa szwu transeuropejskiego

Sketch map of Sub-Permian–Mesozoic showing main tectonic units of southeastern Poland
(after: Sub-Permian–Mesozoic map of Poland; Narkiewicz, 2007)

1 – East European Craton, 2 – Łysogóra-Radom Block (terrane), 3 – Małopolska Block (terrane), 4 – Górny Śląsk Block (terrane); KLZ – Kraków–Lubliniec tectonic zone, EEC – East European Craton, TESZ – Trans-European Suture Zone



ITZ strefa Teisseyre'a–Tornquista (Narkiewicz i in., 2011) / *Teisseyre–Tornquist Zone* (Narkiewicz et al., 2011)

CEL 01 profile sejsmiczne CELEBRATION 2000 / *seismic profiles CELEBRATION 2000*

Fig. 2. Anomalie ΔT całkowitego pola magnetycznego Ziemi południowo-wschodniej Polski
(źródło: PIG-PIB – badania magnetyczne półszczegółowe 2000/2001, zdjęcie aeromagnetyczne 1979/81)

Izolinie wyznaczono co 50 nT, pole normalne DGRF (*Definitive Geomagnetic Reference Field*) 1982,5, grid 1×1 km; na potrzeby interpretacji mapę anomalii rozszerzono poza granice Polski (Simonenko, Pashkevich, 1999); HCF – uskok świętokrzyski (Narkiewicz, 2007)

The total magnetic intensity (TMI) anomaly map of the southeastern Poland
(data source: PIG-RNI – semi-detailed magnetic surveys 2000/2001, aeromagnetic surveys 1979/81)

Contour interval 50 nT, Definitive Geomagnetic Reference Field (DGRF) 1982,5, the map is based on gridded database with resolution of 1×1 km; for requirements of interpretation of TMI anomalies, the map was extended beyond the Polish border (Simonenko, Pashkevich, 1999); HCF – Holy Cross Mountain Fault (Narkiewicz, 2007)

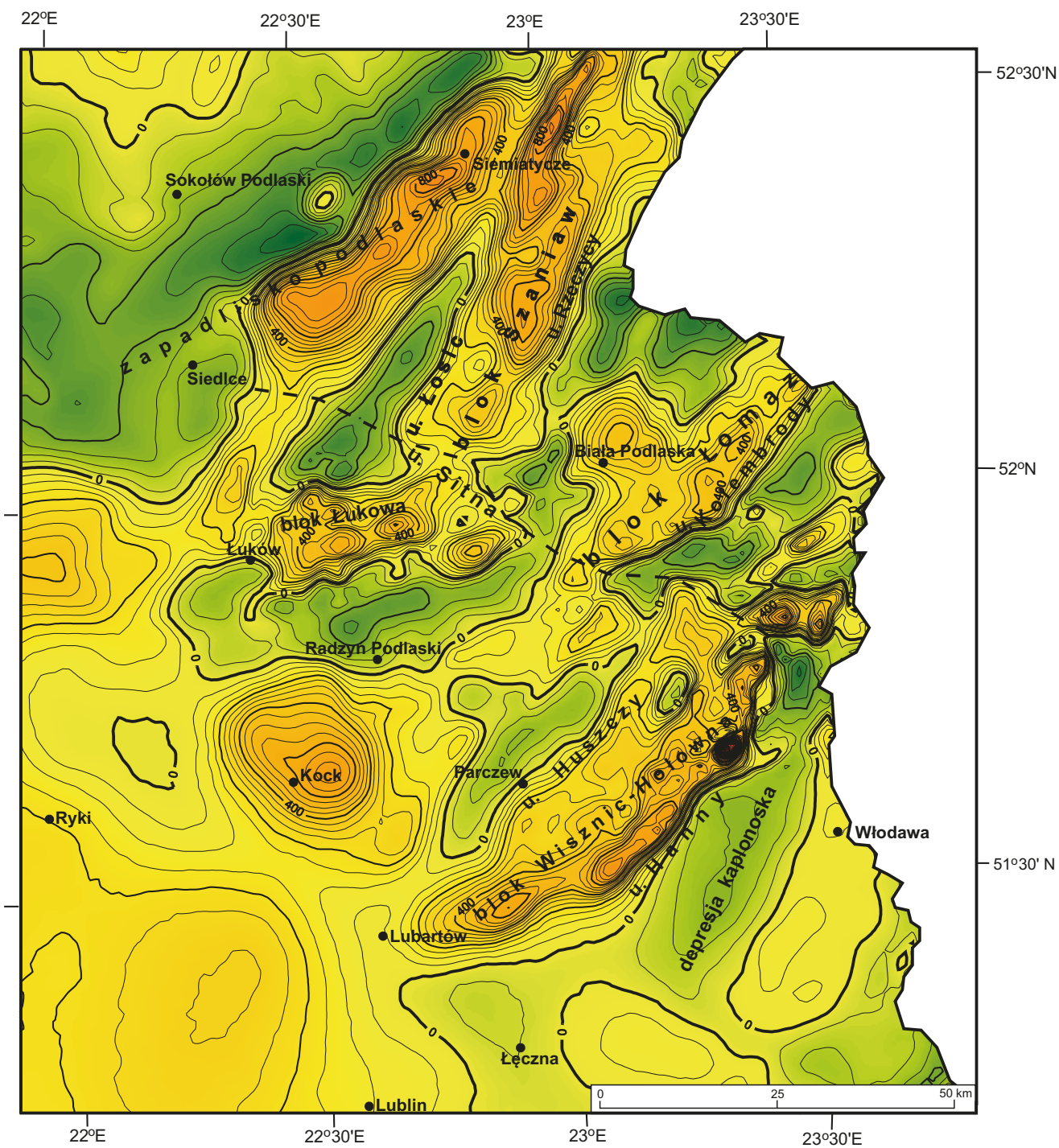


Fig. 3. Anomalie ΔT całkowitego pola magnetycznego Ziemi północnej części wyniesienia łukowsko-hrubieszowskiego (zrąb Łukowa) (źródło: PIG-PIB – badania magnetyczne półszczegółowe 2000/2001)

Izolinie wyznaczone co 50 nT; pole normalne DGRF (*Definitive Geomagnetic Reference Field*) 1982,5; grid 1×1 km

The total magnetic intensity (TMI) anomaly map of the north part of Łuków-Hrubieszów Uplift (Łuków Horst)
(data source: PIG-RNI – semi-detailed magnetic surveys 2000/2001)

Contour interval 50 nT; Definitive Geomagnetic Reference Field (DGRF) 1982,5; the map is based on a gridded database with resolution of 1×1 km

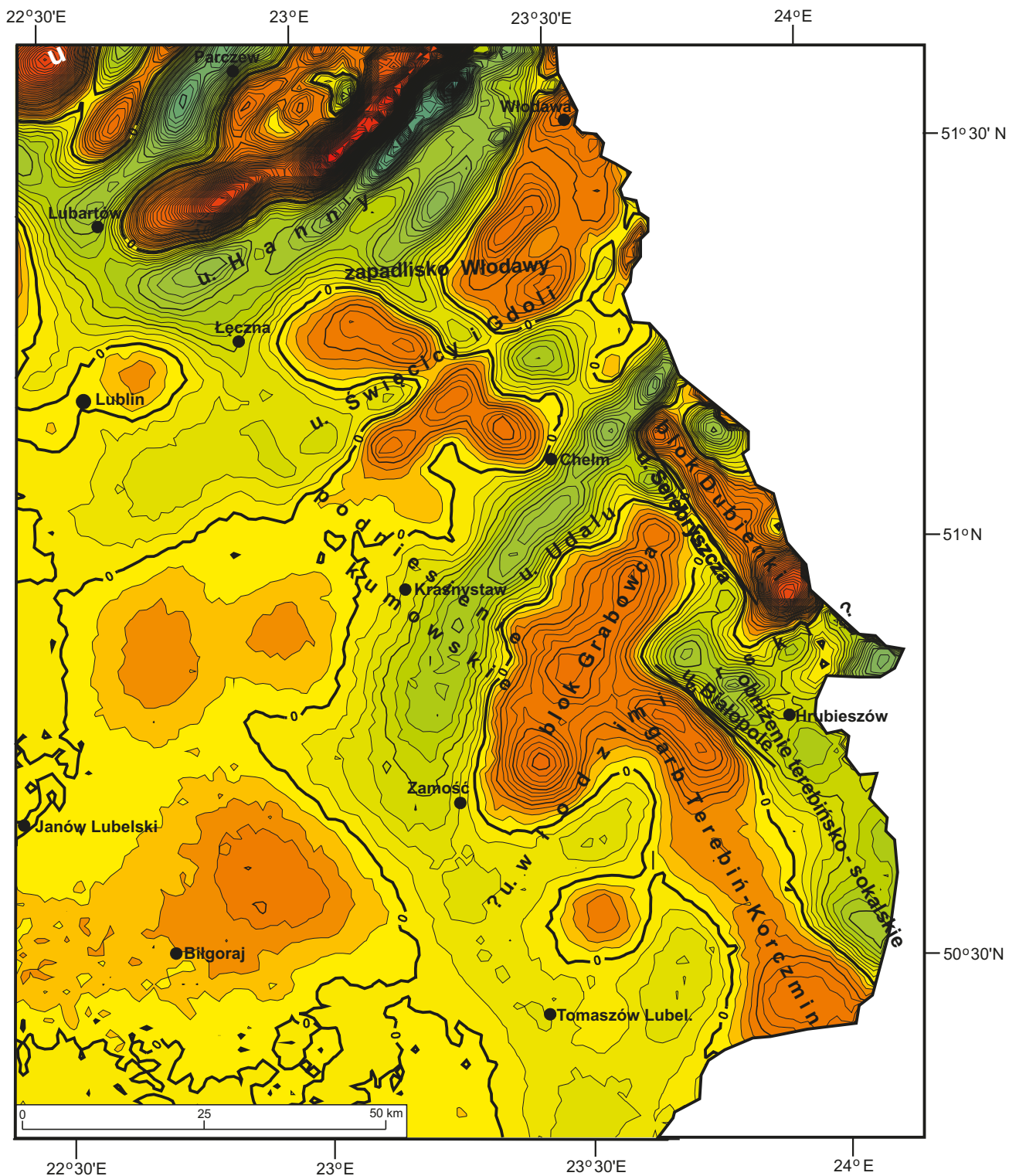


Fig. 4. Pochodne pionowe anomalii magnetycznych ΔT południowej części wyniesienia łukowsko-hrubieszowskiego (wyniesienie chełmsko-hrubieszowskie)

Izolinie wyznaczone co 250×10^{-13} SI, grid 1×1 km, wzór Baranowa, parametr transformacji $s = 7$ km

Vertical derivatives of the total magnetic intensity (TMI) anomaly of the southern part of Łuków-Hrubieszów Uplift (Chełm-Hrubieszów Uplift)

Contour interval 250×10^{-13} SI, processing grid interval 1×1 km, Baranov formula, transform parameter $s = 7$ km

Wyniesienie łukowsko-hrubieszowskie

Ten fragment prekambryjskiego kratonu to silnie wyniesiony blok podłoża krystalicznego, składający się z kilku jednostek tektonicznych niższego rzędu ograniczonych uskokami (Łosic, Hanny, Święcicy i Udału oraz uskoku włodzimierskiego) (fig. 3, 4; Depowski, Żelichowski, 1969; Żelichowski, 1972).

Najbardziej intensywne anomalie magnetyczne odpowiadają najwyższej położonej i pozbawionej miejscami utworów karbonu północnej części wyniesienia łukowsko-hrubieszowskiego, zwanej zrębem Łukowa (fig. 3). Występujące tu anomalie magnetyczne uwidaczniają podział zrębu na szereg podrzędnych jednostek tektonicznych (bloki: Szaniaw, Łomaz, Wisznic-Hołowna), ograniczonych wąskimi strefami silnych poziomych gradientów magnetycznych, lokalizujących uskoki o kierunku północny wschód – południowy zachód (uskoki: Łosic, Rzeczycy, Kolembrody, Huszczy, Hanny) (Mitura, Kozikowski, 1967; Żelichowski, 1972).

Anomalie magnetyczne zrębu Łukowa sięgają strefy uskoku Kocka, która od północnego wschodu ogranicza rów lubelski i jest dobrze widoczna na mapach resztkowych anomalii grawimetrycznych (patrz rozdział: Analiza...).

Anomalie zrębu Łukowa (fig. 2, 3), charakteryzujące się lineacją prostopadłą do krawędzi kratonu, można uznać za kontynuację w kierunku południowo-zachodnim strefy dodatnich anomalii magnetycznych, wyznaczających bieg białorusko-bałtyckiego granulitowego pasma (BBGB) (Bogdanova i in., 2015). Pasma to sąsiaduje od południowego wschodu ze strefą centralnego białoruskiego szwu (CBSZ). Obie jednostki strukturalne są zaliczane alternatywnie do Fennoskandii (Bogdanova i in., 2001, 2006; Kozlovskaya i in., 2002; Garetsky, Karatayev, 2011) lub w świetle nowszych badań są częścią Sarmacji (Bogdanova i in., 2015).

Szew białoruski w świetle badań geofizyków białoruskich (Garetsky, Karatayev, 2011) został uformowany w paleoproterozoiku w wyniku procesu subdukcji białoruskiej płyty oceanicznej pod kontynentalną płytę Sarmacji i kolizji tej ostatniej z Fennoskandią.

Od południowego wschodu zręb Łukowa jest ograniczony strefą silnego poziomego gradientu magnetycznego (fig. 2, 3, 4), odpowiadającego uskokowi Hanny o ok. 1500-metrowym zrzucie podłoża krystalicznego.

Anomalie magnetyczne na obszarze zrzuconego skrzydła uskoku (zapadlisko Włodawy) charakteryzują się niewielką intensywnością (fig. 2, 3).

Warto zauważyć, że zapadlisko Włodawy znajduje się na przedłużeniu strefy wyznaczającej ważny element strukturalny południowo-zachodniej części kratonu zwany szwem Fennoskandii-Sarmacji (Fennoscandia-Sarmatia Suture – FSS), łączącym dwa duże segmenty wschodnioeuropejskiego kratonu (Bogdanova i in., 2001; Grad i in., 2006, Krzeminski i in., 2014).

Anomalie magnetyczne zrębu Łukowa i zapadliska Włodawy (fig. 2, 4) kontynuują się w kierunku południowo-zachodnim, wchodząc w obszar obniżenia parczewskiego. Rozciąga się ono od Radzyna Podlaskiego na północy po

Chełm na południu i jest wypełnione utworami paleozoicznymi dużej miąższości. Interesującym elementem obrazu anomalii magnetycznych obniżenia parczewskiego jest silna trójwymiarowa (3D) anomalia o kolistym kształcie, zlokalizowana w pobliżu miejscowości Kock. Anomalia ta, co jest na tym obszarze wyjątkiem, nie ma swojego odpowiednika w obrazie anomalii grawimetrycznych.

Południowo-zachodnią granicą wyniesienia łukowsko-hrubieszowskiego, charakteryzującego się obecnością silnych anomalii magnetycznych, jest strefa gradientowa sygnalizująca gwałtowne obniżenie podłoża krystalicznego, zwane pierwszym „stopniem” w podłożu czynnym magnetycznie, określanym również mianem „górnego skarpy” (Dąbrowski, Karaczun, 1958).

Południowy fragment wyniesienia łukowsko-hrubieszowskiego (fig. 4), zwany wyniesieniem chełmsko-hrubieszowskim, znajduje się w strefie występowania skał magmowych Ośnica-Mikaszewice, która jest ważnym elementem strukturalnym Sarmacji (Yegorova i in., 2004), graniczącym od północnego zachodu bezpośrednio ze strefą szwu białoruskiego.

Wyniesienie chełmsko-hrubieszowskie jest przecięte kilkoma uskokami (Święcicy i Gdoli, Udału, uskokiem włodzimierskim), sygnalizowanymi przez prawie prostopadłe do brzegu kratonu strefy poziomych gradientów magnetycznych (fig. 2, 4).

Południowa część wyniesienia chełmsko-hrubieszowskiego to obszar zrębowego podniesienia kumowskiego, którego złożoną budowę tektoniczną ujawniają mapy anomalii magnetycznych ΔT , a w szczególności ich pochodnych pionowych (fig. 4, 5). Dodatkowo anomalie odpowiadają blokowi Grabowca i wyniesieniu Hrubieszowa (Narkiewicz i in., 2015), zwanego wcześniej blokiem Dubienki (Żelichowski, 1972). Strefy gradientowe wyznaczają uskoki Udału, uskoki Białopola oraz uskoki Dubienki (Narkiewicz i in., 2015), zwany wcześniej uskokiem Serebryszcza (Żelichowski, 1972).

Od strony południowo-wschodniej do podniesienia kumowskiego (fig. 4) przylega zapadlisko terebińsko-sokalskie, oddzielone od podniesienia, kontynuującym się z obszaru Wołynia, uskokiem włodzimierskim (Żelichowski, 1972).

Anomalie magnetyczne zapadliska terebińskiego sygnalizują obecność ważnego elementu tektonicznego jakim jest garb Terebinia-Korczmina. Wyznacza go dwuwymiarowa (2D) dodatnia anomalia magnetyczna (fig. 5), która w kierunku południowo-wschodnim łączy się z dodatnią, rozległą anomalią niecki lwowskiej (fig. 2).

Rów lubelski i podniesienie radomsko-kraśnickie

Anomalie magnetyczne brzeżnej, obniżonej części kratonu, w obrębie której znajduje się uformowany w epoce waryscyjskiej rów lubelski i podniesienie radomsko-kraśnickie (blok łysogórsko-radomski), związane są z strukturą krystalicznego kompleksu skorupy (Grabowska, Bojdys, 2001; Grabowska i in., 2011). Fragmentarycznie wykazują one dodatnią korelację z rejestrowanymi w tym rejonie resztko-

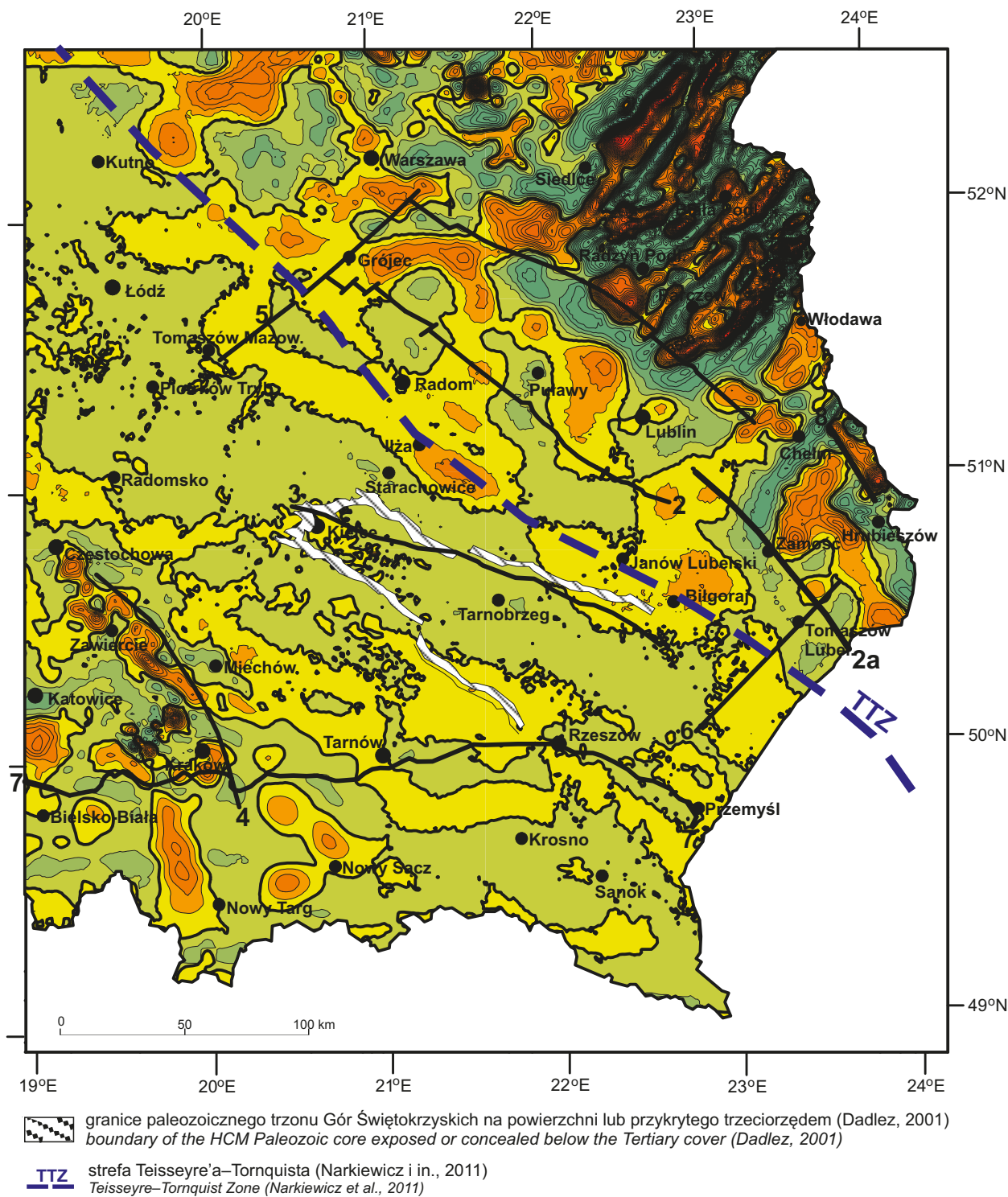


Fig. 5. Pochodne pionowe anomalii magnetycznych ΔT południowo-wschodniej Polski

Izoliny wyznaczone co 500×10^{-13} SI, grid 1×1 km (wzór Baranova, parametr transformacji $s=7$ km); 1 – uskoc Kocka, 2 – strefa uskokuwa Kazimierz–Ursynów, 2a – uskoc Izbica–Zamość, 3 – uskoc świętokrzyski, 4 – strefa Kraków–Lubliniec (KLZ), 5 – uskoc Grójca, 6 – uskoc Hrubieszowa, 7 – linia nasunięcia Karpat (Dadlez, 2001)

Vertical derivatives of the total magnetic intensity (TMI) anomaly of the southeastern Poland

Contour interval 500×10^{-13} SI, processing grid interval 1×1 km (Baranov formula, transform parameter $s=7$ km); 1 – Kock fault, 2 – Kazimierz–Ursynów fault zone, 2a – Izbica–Zamość fault, 3 – Holy Cross fault, 4 – Kraków–Lubliniec Zone (KLZ), 5 – Grójec fault, 6 – Hrubieszów fault, 7 – Carpathian front (Dadlez, 2001),

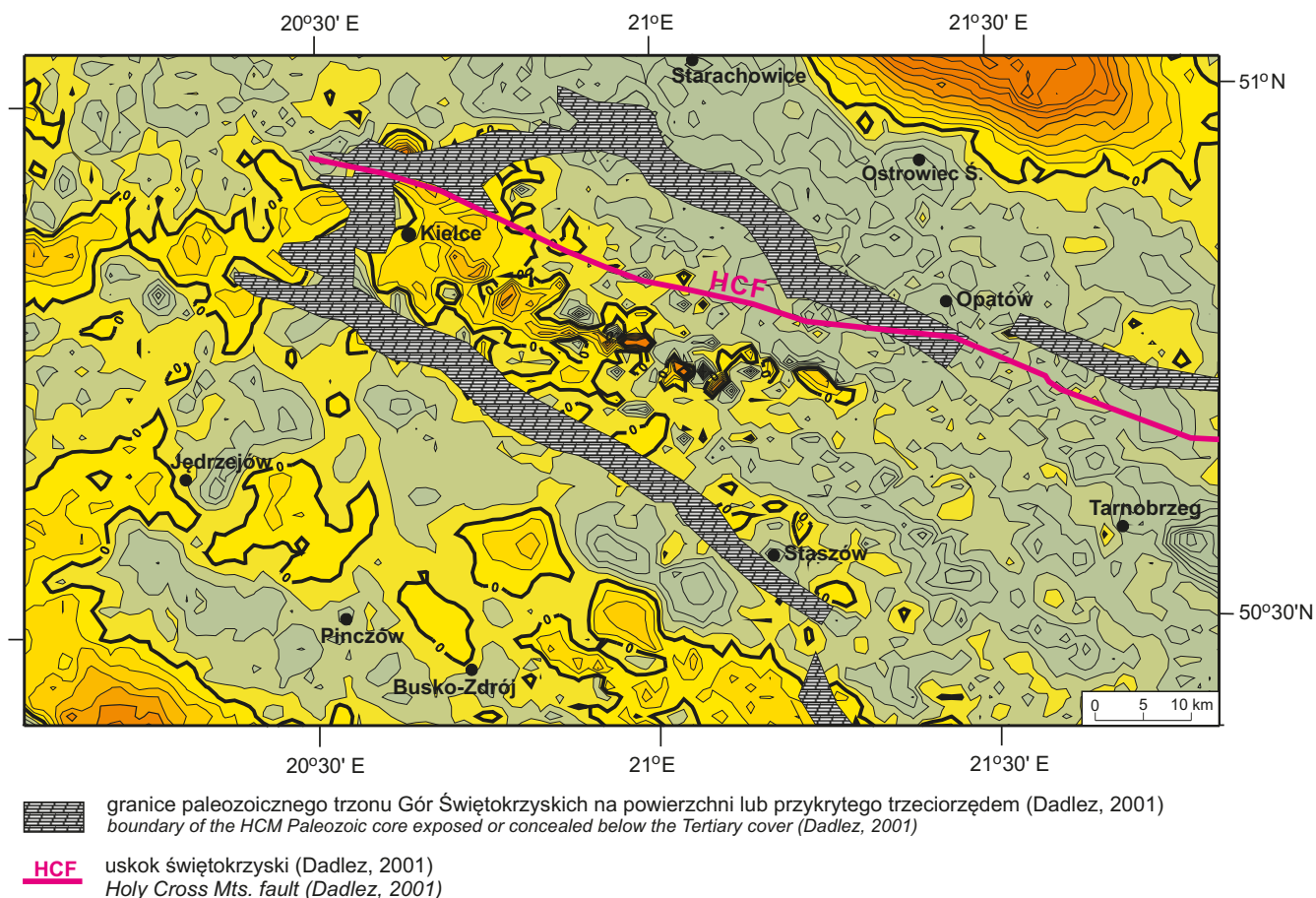


Fig. 6. Pochodne pionowe anomalii magnetycznych ΔT (Góry Świętokrzyskie i okolice)

Izolinie wyznaczono co 100×10^{-13} SI, grid 1×1 km (wzór Baranova, parametr transformacji $s = 7$ km)

Vertical derivatives of the total magnetic intensity (TMI) anomaly of Holy Cross Mts. region

Contour interval 100×10^{-13} SI, processing grid interval 1×1 km (Baranov formula, transform parameter $s = 7$ km)

wymi (lokalnymi) anomaliami siły ciężkości (patrz rozdział: Analiza...; fig. 7, 8). Dotyczy to również lokalnej anomalii Ilży, ujawniającej się na mapie pionowych pochodnych anomalii ΔT (fig. 5), w południowo-zachodniej części podniesienia radomsko-kraśnickiego (blok łysogórsko-radomski).

Źródłem tej anomalii, jak wskazują na to wyniki ilościowej interpretacji, mogą być skały podłoża krystalicznego o podwyższonych właściwościach magnetycznych (podatność magnetyczna, namagnesowanie szczątkowe) oraz intruzja skał zasadowych w obręb pokrywy osadowej. Warto podkreślić, że magnetyczna anomalia Ilży znajduje swój odpowiednik na mapach resztkowych anomalii siły ciężkości (patrz rozdział: Analiza...; fig. 7, 8).

Właściwości magnetyczne skał skorupy kratonicznej

Najlepiej rozpoznany geologicznie rejonem platformy prekambryjskiej jest zrąb łukowski, będący północną częścią wyniesienia łukowsko-hrubieszowskiego. Jak wynika z wierceń, podłoża krystaliczne zrębu jest zbudowane z gra-

nitów, granitoidów, granitoidów anatektycznych, mylonitów, migmatytów (Kubicki, Ryka, 1982), charakteryzujących się zwykle obniżonymi wartościami parametrów magnetycznych (podatność magnetyczna, namagnesowanie szczątkowe). Według Żelichowskiego i Kozłowskiego (1983) skały te, należące głównie do utworów cyklu gotyjskiego, budują obniżone części podłoża. Nad strefami ich występowania obserwuje się obniżone (ujemne) wartości anomalii magnetycznych.

Wyniesione fragmenty podłoża zrębu są zbudowane ze skał o charakterze zasadowym (Kubicki, Ryka, 1982). Są to dioryty i granodiority (Holeszów 1) o podatnościach rzędu $\kappa = 25 \times 10^{-3}$ SI (Grzywacz i in., 1969), gabroidy, ortoamfibolity (Holeszów 1) – skały o znacznie wyższych wartościach parametrów magnetycznych (Żelichowski, Kozłowski, 1983), a także gnejsy amfibolowe i amfibolity o podatnościach rzędu $\kappa = 12 \times 10^{-3}$ SI (Grzywacz i in., 1969).

Zbudowane ze skał zasadowych podniesione bloki podłoża są źródłem silnych anomalii magnetycznych (fig. 2, 3).

Na południe od uskoku Hanny na obszarze zapadliska włodawskiego podłoża krystaliczne stanowią głównie granitoidy, granitoidy anatektyczne, migmatyty, gnejsy – skały

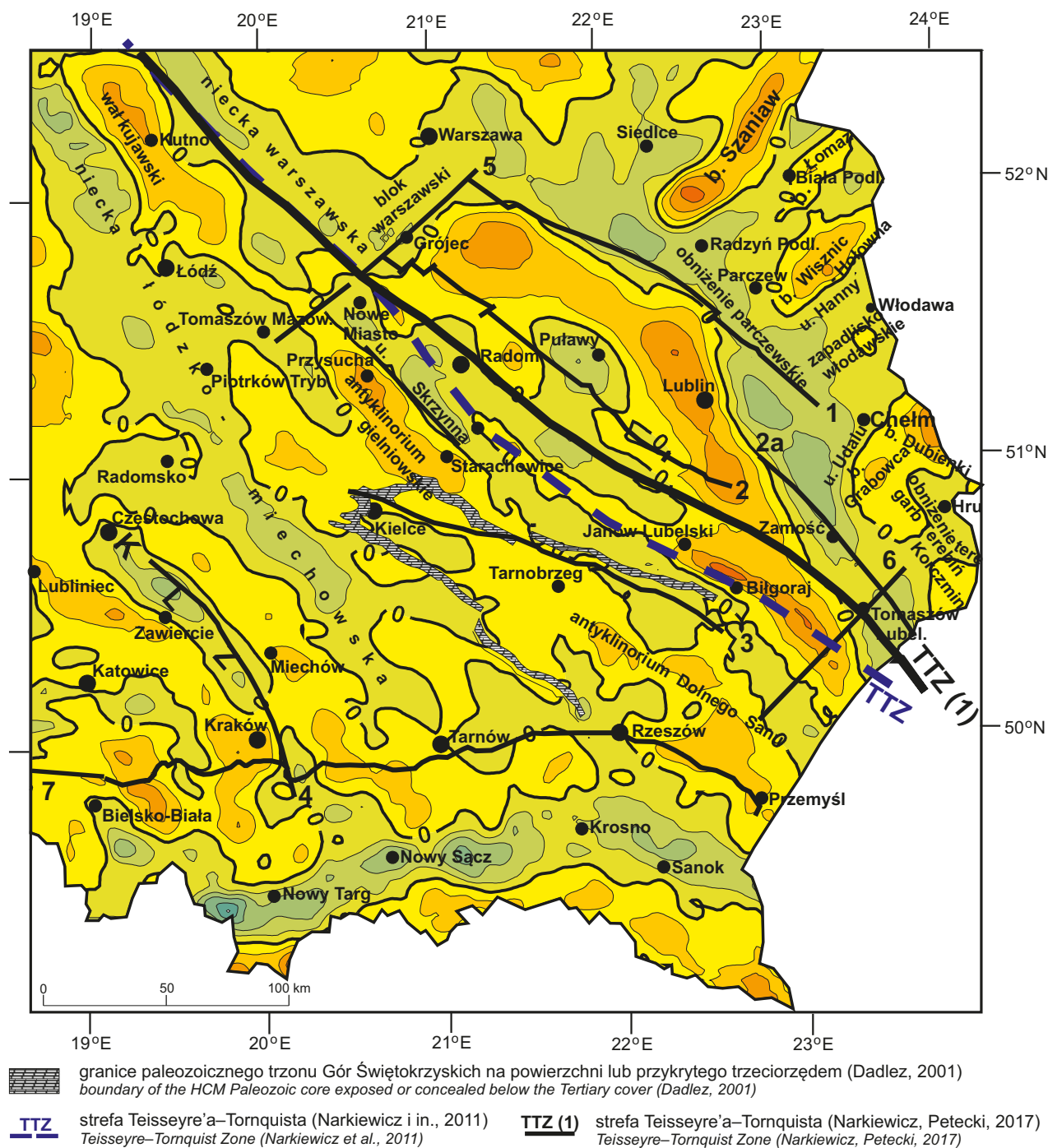


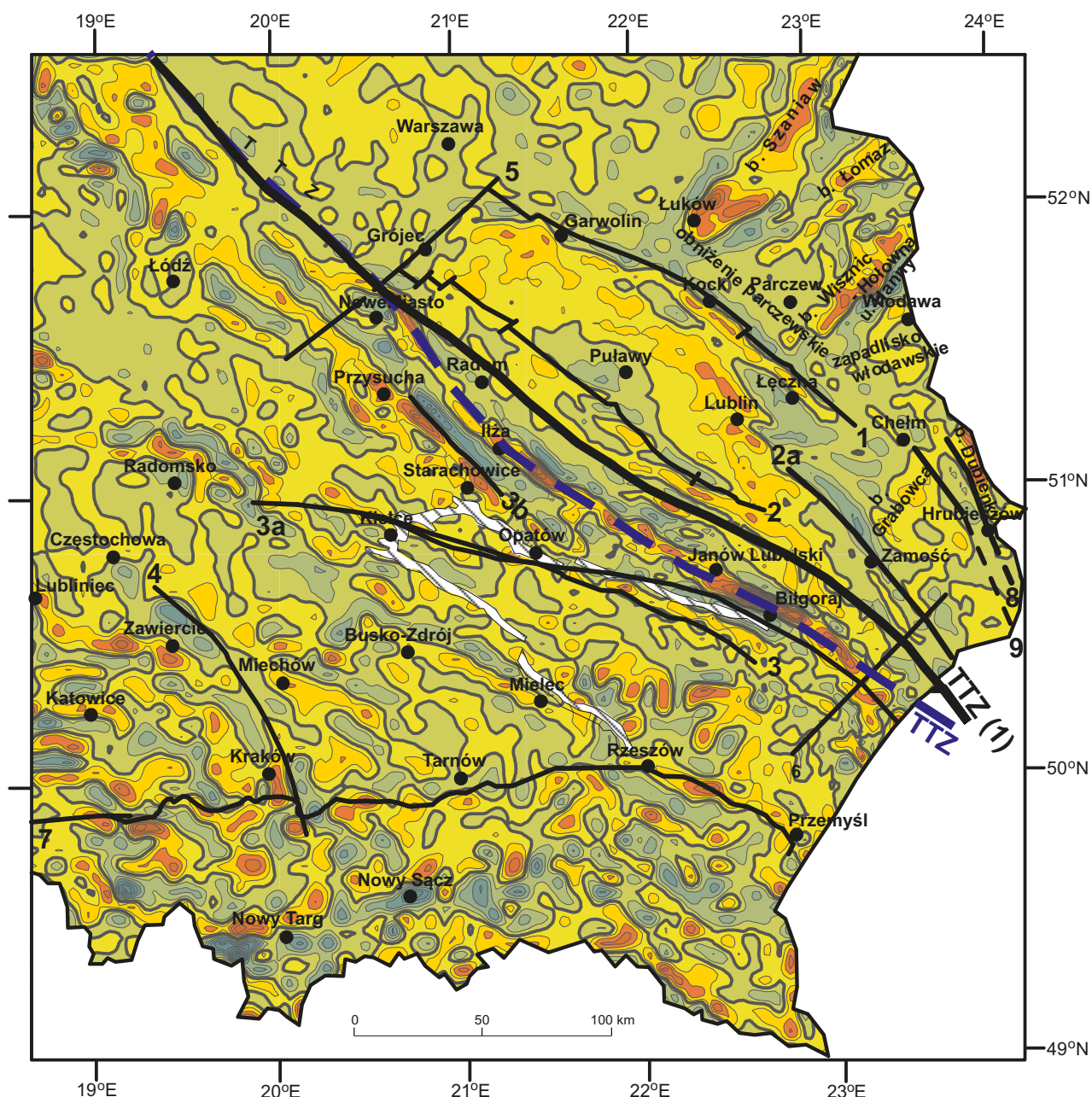
Fig. 7. Resztkowe anomalie siły ciężkości południowo-wschodniej Polski
 (źródło: Mapa Grawimetryczna Polski 1 : 500 000; Bronowska i in., 1972,
 mapa grawimetryczna obszaru lubelskiego 1 : 200 000; Depowski, Żelichowski, 1969)


Izolinie wyznaczone co 5 mGal, grid 2×2 km, wzór Griffina, parametr transformacji $r \approx 20$ km; 1 – uskoczek Kocka, 2 – strefa uskoczkowa Kazimierz–Ursynów, 2a – uskoczek Izbica–Zamość, 3 – uskoczek świętokrzyski, 4 – strefa Kraków–Lubliniec (KLZ), 5 – uskoczek Grójca, 6 – uskoczek Hrubieszów, 7 – linia nasunięcia Karpat (Dadlez, 2001)

Residual gravity anomalies of the southeastern Poland.

(data source: Bouguer Gravity Anomaly Map of Poland, scale 1 : 500 000; Bronowska *et al.*, 1972,
 Bouguer gravity anomaly map of Lublin region, scale 1 : 200 000; Depowski, Żelichowski, 1969)

Contour interval 5 mGal, processing grid interval 2×2 km, Griffin formula, transform parameter $r \approx 20$ km, the map is based on gridded database with resolution of 2×2 km; 1 – Kock fault, 2 – Kazimierz–Ursynów fault zone, 2a – Izbica–Zamość fault, 3 – Holy Cross fault, 4 – Kraków–Lubliniec Zone (KLZ), 5 – Grójec fault, 6 – Hrubieszów fault, 7 – Carpathian front (Dadlez, 2001)



 granice paleozoicznego trzonu Gór Świętokrzyskich na powierzchni lub przykrytego trzeciorzędem (Dadlez, 2001)
boundary of the HCM Paleozoic core exposed or concealed below the Tertiary cover (Dadlez, 2001)



strefa Teisseyre'a–Tornquista (Narkiewicz *et al.*, 2011)
Teisseyre–Tornquist Zone (Narkiewicz *et al.*, 2011)



strefa Teisseyre'a–Tornquista (Narkiewicz, Petecki, 2017)
Teisseyre–Tornquist Zone (Narkiewicz, Petecki, 2017)

Fig. 8. Resztkowe anomalie siły ciężkości południowo-wschodniej Polski
(źródło: Mapa Grawimetryczna Polski 1 : 500 000; Bronowska *et al.*, 1972,
mapa grawimetryczna obszaru lubelskiego 1 : 200 000; Depowski, Żelichowski, 1969)

Izolinie wyznaczono co 1 mGal, grid 2 × 2 km, wzór Griffina, parametr transformacji $r \approx 6$ km; 1 – uskok Kocka, 2 – strefa uskoku Kazimierz–Ursynów, 2a – uskok Izbica–Zamość, 3 – uskok świętokrzyski (Dadlez, 2001), 3a – uskok świętokrzyski (Narkiewicz, 2007), 3b – uskok Skrzynna (Dziewińska, Petecki, 2004), 4 – strefa Kraków–Lubliniec (KLZ), 5 – uskok Grójca; 6 – uskok Hrubieszowa, 7 – linia nasunięcia Karpat (Dadlez, 2001), 8 – uskok Dubienki (Serebryszcza), 9 – uskok Białopola (Malinowski *et al.*, 2015)

Residual gravity anomalies of the southeastern Poland
(data source: Bouguer Gravity Anomaly Map of Poland, scale 1 : 500 000; Bronowska *et al.*, 1972,
Bouguer gravity anomaly map of Lublin region, scale 1 : 200 000; Depowski, Żelichowski, 1969)

Contour interval 1 mGal, processing grid interval 2 × 2 km, Griffin formula, transform parameter $r \approx 6$ km, the map is based on gridded database with resolution of 2 × 2 km; 1 – Kock fault, 2 – Kazimierz–Ursynów fault zone, 2a – Izbica–Zamość fault, 3 – Holy Cross Fault (Dadlez, 2001), 3a – Holy Cross fault (Narkiewicz, 2007), 3b – Skrzynna fault (Dziewińska, Petecki, 2004), 4 – Kraków–Lubliniec Zone (KLZ), 5 – Grójec fault, 6 – Hrubieszów fault, 7 – Carpathian front (Dadlez, 2001), 8 – Dubienka (Serebryszcza) fault, 9 – Białopole fault (Malinowski *et al.*, 2015)

o niskich wartościach parametrów magnetycznych (Żelichowski, 1972; Żelichowski, Kozłowski, 1983).

Anomalie magnetyczne południowej części wyniesienia łukowsko-hrubieszowskiego (wyniesienie kumowskie, obniżenie terebińsko-sokalskie) (fig. 2, 4) wskazują na obecność w podłożu krystalicznym skał o właściwościach magnetycznych. Potwierdzałoby to postulowaną przez geologów tezę o możliwości występowania w tym rejonie skał typu gnejsów amfibolowych, granodiorytów i diorytów (Żelichowski, Kozłowski, 1983) lub intruzji skał maficznych, których obecność sugerują wyniki głębokich badań prowadzonych metodą sejsmiki refleksyjnej (Malinowski i in., 2013).

Podrzędny wpływ na obraz anomalii magnetycznych wyniesienia łukowsko-hrubieszowskiego mają utwory wulkanogeniczne formacji sławatyckiej dolnego wendu, występujące w najniższej części pokrywy osadowej lubelskiego skłonu kratonu. Formacja ta wchodzi w skład mezo-neoproterozoicznego i dolnopaleozoicznego basenu sedymentacyjnego, którego powstanie było związane z procesem ryftowania (Poprawa, Paczeńska, 2002). Utwory formacji sławatyckiej, reprezentowane przez diabazy (bazyalty) o składzie chemicznym typowym dla stref ryftowych (Bakun-Czubarow i in., 2000), tworzą pokrywy poprzedzielane utworami klastycznymi. Skały te nawiercono w rejonie zrębu łukowskiego (Wisznice IG-1) (Żelichowski, 1972), zapadliska włodawskiego (Kaplonosy IG-1) i podniesienia kumowskiego (Łopiennik IG-1) (Żelichowski, Kozłowski, 1983), a także sąsiadującego od strony północnej ze zrębem łukowskim, obniżenia podlaskiego (Krzyże 4) (Dąbrowski, 1971b).

Potencjalne źródło anomalii magnetycznych zarówno w obrębie wyniesienia łukowsko-hrubieszowskiego, jak i rowu lubelskiego mogą stanowić również pokrywy diabazowe i tufitowe, będące wynikiem intensywnych przedwizeńskich zdarzeń wulkanicznych, mających miejsce w początkowej fazie sedymentacji utworów karbońskich (Żelichowski, 1972). Skały te jako rezultat przedwizeńskiego wulkanizmu diabazowego są genetycznie związane z powstałą w fazie bretońskiej orogenezy warwscyjskiej blokową budową zrębu Łukowa i w świetle danych geologicznych (Żelichowski, Kozłowski, 1983) mogą występować w obrębie pokrywy paleozoicznej nad wyniesionymi blokami zrębu, a także w północnej części obniżenia parczewskiego w sąsiedztwie trójwymiarowej anomalii magnetycznej Kocka o niezidentyfikowanych przyczynach.

Anomalie magnetyczne o charakterze regionalnym, obserwowane w brzeżnej części platformy prekambryjskiej na obszarze rowu lubelskiego i podniesienia radomsko-krańickiego, są związane ze strukturą krystalicznego kompleksu skorupy.

Jak ujawniły głębokie sondowania sejsmiczne (Malinowski i in., 2005; Janik i in., 2009) oraz wyniki interpretacji anomalii grawimetrycznych i magnetycznych (Grabowska, Bojdys, 2001; Grabowska i in., 2011) źródłem tych anomalii są tutaj najprawdopodobniej potężne nagromadzenia (mega-intruzje?) zasadowych skał magmowych wraz z otaczającymi je strefami zmetamorfizowanymi, umiejscowione w środkowej i górnej części krystalicznego kompleksu skorupy.

Drugorzędną rolę w kreowaniu anomalii magnetycznych odgrywają pojawiające się w kompleksie skał osadowych przedwizeńskie pokrywy tufitowe i diabazowe z pokładami diabazów o miąższości od kilku do kilkudziesięciu metrów. Skały te nawiercono w rowie lubelskim w rejonie Niedrzwi-ca–Świdnik–Lublin–Kock–Włodawa (Żelichowski, 1972). Dajki diabazów, jak podaje Żelichowski, mogą występować tu również w utworach starszych, np. w wapieniach dewonu (Lublin IG-1), czy też w piaskowcach kambru.

ANOMALIE MAGNETYCZNE STREFY SZWU TRANSEUROPEJSKIEGO (TESZ) POŁUDNIOWO-WSCHODNIEJ POLSKI

Anomalie regionalne

Dużą część obszaru, usytuowanego na południowy zachód od strefy regionalnego gradientu, zajmuje depresja magnetyczna (fig. 2), w obrębie której mieści się pokaźna część bloku małopolskiego wraz z Górą Świątokrzyskimi.

Obszar depresji o rozciągłości północny zachód–południowy wschód jest oddzielony od depresji magnetycznej Karpat Zachodnich równoleżnikowym pasem słabych dodatnich anomalii magnetycznych. Pas ten kontynuuje się w kierunku zachodnim, gdzie przyjmując kierunek północno-zachodni pełni rolę regionalnego tła dla lokalnych anomalii magnetycznych strefy tektonicznej Kraków–Lubliniec (fig. 2).

W polskiej części depresji magnetycznej Karpat Zachodnich mieści się południowy fragment bloku małopolskiego wraz z południowo-zachodnią częścią Antyklinorium Dolnego Sanu.

Anomalie lokalne i ich przyczyny

Ważnym źródłem informacji dotyczących anomalii magnetycznych o charakterze lokalnym jest mapa pochodnych pionowych anomalii ΔT (fig. 5). Widoczne na niej, mieszczące się w centralnej części depresji magnetycznej (obszar Gór Świątokrzyskich) anomalie (fig. 5, 6) wskazują miejsca występowania wulkanitów o charakterze zasadowym (diabazy, lamprofiry) (Mizerski, 1995). Skały te, przecinają utwory syluru i są wynikiem procesów magmowych, które towarzyszyły ruchom tektonicznym końca orogenezy kaledońskiej (Stupnicka, 1997).

Anomalie magnetyczne o charakterze lokalnym są widoczne również w południowo-zachodniej części obszaru (fig. 2, 5). Są one sygnałem licznych zjawisk magmatyzmu warwscyjskiego i starszego, pojawiającego się w strefie tektonicznej Kraków–Lubliniec o prekambryjskich założeniach (Buła, 2000).

Z wieloetapową ewolucją tektoniczną tej strefy, która trwała od prekambru po perm (Żaba, 1994, 1995), był związany rozwój zjawisk wulkanicznych, które miały miejsce w krawędziowych częściach bloków: górnośląskiego i małopolskiego. Przejawiały się one głównie w postaci intruzji granitoidowych i towarzyszącej im mineralizacji polimetalicznej (Żaba, 1996; Buła i in., 1997).

W utworach paleozoicznych strefy Kraków–Lubliniec wyodrębniono obok granitoidów licznie występujące w formie żyłowej skały magmowe, reprezentowane przede wszystkim przez gabra, diabazy, lamprofiry, melafiry i porfiry (Żaba, 1999). Mają one zróżnicowane wartości parametrów magnetycznych, począwszy od niskich – granitoidy, porfiry po wyższe – lamprofiry, diabazy rzadziej gabra.

Występujące w utworach starszego paleozoiku strefy Kraków–Lubliniec w rejonie Mrzygłodu i Zawiercia diabazy i lamprofiry tworzą sille lub stromo zapadające dajki o grubościach rzędu 60 m (Stupnicka, 1997).

W południowym fragmencie strefy Kraków–Lubliniec w okolicach Bębła i Jerzmanowic k. Krakowa w łupkach sylurskich znajdują się wkładki diabazów i tufy diabazowe (Gradziński, 1972).

Warto zauważyć, że pas dodatnich anomalii magnetycznych strefy Kraków–Lubliniec pokrywa się ze strefą ujemnych anomalii grawimetrycznych o charakterze lokalnym (patrz rozdział: Analiza...; fig. 7).

Na południe od linii nasunięcia Karpat na mapie anomalii magnetycznych ΔT (fig. 2) i jej pochodnych pionowych (fig. 5) są widoczne wspomniane wcześniej dwie dodatnie anomalie magnetyczne, a mianowicie: zlokalizowana między Kalwarią Zebrzydowską a Nowym Targiem anomalia Jordanova i zespół anomalii Nowego Sącza. Anomalie te korelują się częściowo z fragmentami dodatnich lokalnych anomalii grawimetrycznych (patrz rozdział: Analiza...; fig. 7).

Jak wynika z dotychczasowych badań (Małoszewski, 1956; Grabowska i in., 2003–2005, 2007) źródła wspomnianych wyżej dodatnich anomalii magnetycznych znajdują się w głębokim, zapadającym w kierunku południowym podłożu polskich Karpat Zachodnich. Sygnalizują obecność skał magmowych o charakterze zasadowym, którym zazwyczaj towarzyszą elewacje prekambryjskiego podłoża, rozpoznane badaniami magnetotellurycznymi (Czerwiński i in., 2003; Grabowska i in., 2007).

ANALIZA RESZTKOWYCH (LOKALNYCH) ANOMALII SIŁY CIĘŻKOŚCI NA TLE ANOMALII MAGNETYCZNYCH POŁUDNIOWO-WSCHODNIEJ POLSKI

W wyniku kompleksowej geofizyczno-geologicznej interpretacji anomalii grawimetrycznych południowo-wschodniej Polski (Depowski, Żelichowski, 1969; Grabowska, 1978; Bojdys, Grabowska, 1999; Grabowska i in., 2003–2005) udowodniono, że obliczone przy odpowiednio dobranych parametrach transformacji resztkowe (lokalne) anomalie siły ciężkości są jednym z ważniejszych źródeł informacji o budowie tektonicznej pokrywy osadowej kratonicznej części obszaru. Dotyczy to zarówno podniesionego fragmentu kratonu jakim jest wyniesienie łukowsko-hrubieszowskie, jak i obniżonej, brzeżnej części kratonu, w obrębie której mieści się rów lubelski i podniesienie radomsko-kraśnickie.

Jak już wspomniano wcześniej, resztkowe anomalie grawimetryczne kratonicznej części obszaru (fig. 7) wykazują

dotatnią (co do znaku) korelację z anomaliami magnetycznymi (fig. 5).

Jest to oczywiste w przypadku zrębu Łukowa, gdzie dodatnie anomalie o prostopadłej do brzegu kratonu lineacji odpowiadają wyniesionym, zbudowanym ze skał o podwyższonej gęstości i podatności magnetycznej, blokom podłoża krystalicznego.

Podobnie resztkowe anomalie siły ciężkości razem z anomaliami magnetycznymi ujawniają elementy złożonej budowy tektonicznej wyniesienia chełmsko-hrubieszowskiego, a ściślej zrębowego podniesienia kumowskiego i obniżenia terebińsko-sokalskiego. Na obszarze tym dodatnie resztkowe anomalie siły ciężkości lokalizują bloki Hrubieszowa (zwanego dawniej blokiem Dubienki) i Grabowca oraz garb Terebinia–Korczmina. Ujemne anomalie odpowiadają obniżeniu terebińsko-sokalskiemu (fig. 7, 8).

Odmienne relacje między anomaliami pól potencjalnych pojawiają się na obszarze obniżenia parczewskiego. W tym przypadku, w obniżonej części podłoża krystalicznego, w którym znajdują kontynuację elementy tektoniczne zrębu Łukowa (fig. 7, 8), występują utwory paleozoiczne będące źródłem ujemnej anomalii grawimetrycznej.

W brzeżnej części kratonu (rów lubelski, podniesienie radomsko-kraśnickie) resztkowe anomalie grawimetryczne dostarczają informacji o budowie tektonicznej paleozoiku. Obok dodatnich anomalii dokumentujących lokalizację struktur dewońskich są widoczne anomalie ujemne (fig. 8), które odpowiadają synklinom wypełnionym utworami karbońskimi o mniejszych w stosunku do utworów dewońskich gęstościach (Grabowska, 1978).

Przy dokładnej analizie anomalii pól potencjalnych można jednak zauważyć, że w środkowej części rowu lubelskiego dodatnim anomaliami grawimetrycznym, lokalizującym antyklinalne struktury Dębina–Abramowa–Świdnika–Minkowic i antykliny Wilczopola, odpowiadają dodatnie anomalie magnetyczne o charakterze lokalnym (fig. 5), mające swoje źródło w krystalicznym kompleksie skorupy (fig. 14).

Na obszarze podniesienia radomsko-kraśnickiego uwagę zwraca pasmo (strefa) dodatnich resztkowych anomalii siły ciężkości, biegnące wzdłuż linii Nowe Miasto–Iłża–Janów Lubelski–Biłgoraj (fig. 7, 8), któremu towarzyszą również anomalie magnetyczne (fig. 5) i wzdłuż którego jest usytuowana jedna z kilku różnych lokalizacji strefy TTZ (Narkiewicz i in., 2011). Pasma dodatnich anomalii sygnalizuje występowanie jurajsko-dewońskich, a także staropaleozoicznych, struktur i związanych z nimi stref uskokowych. Do najważniejszych należy tu wielokrotnie reaktywowana strefa tektoniczna Nowe Miasto–Radom, której przypisuje się znaczącą rolę paleotektoniczną (Narkiewicz i in., 2007). W północno-zachodniej części pasma dodatnie anomalie, ograniczone strefami gradientowymi, odpowiadają antyklinalnej strukturze Przytyka, w środkowej – strukturze Iłży, a w części południowo-wschodniej zrębowi Janowa Lubelskiego–Biłgoraja. Wyniki ilościowej interpretacji tych anomalii wskazują na głębokie zakorzenienie (starszy paleozoik), ograniczających struktury stref uskokowych (Bojdys, Grabowska, 1999).

Od strony zachodniej, równoległe do pasma Nowe Miasto – Ilża – Janów Lubelski – Biłgoraj, przebiega drugie pasmo dodatnich anomalii resztkowych, sytuujących się wzdłuż linii Przysucha – Starachowice – Ostrowiec Świętokrzyski, kontynuujących się w kierunku południowo-wschodnim wzdłuż dyslokacji świętokrzyskiej (patrz rozdział: Anomalie magnetyczne strefy szwu transeuropejskiego...; fig. 8), a następnie uskoku Cieszanowa (Narkiewicz i in., 2015).

Silny gradient grawimetryczny, ograniczający od północnego wschodu dodatnią anomalię Przysucha – Starachowice (fig. 8), sygnalizuje obecność regionalnego uskoku Skrzynna (Kowalczewski, 1998, 2002) o amplitudzie zrzutu ok. 1000 m. Uskok ten, jak wskazują wyniki 2D modeli pól potencjalnych (Dziewińska, Petecki, 2004), jest głęboko zakorzeniony w podłożu podpermskim (dolny paleozoik) i prawdopodobnie powiązany genetycznie z rozłamem skorupowym. Uwiarygodnia to wyniki wcześniejszych badań geofizycznych (Semenov i in., 1998; Bojdyś, Grabowska, 1999; Grabowska, Bojdyś, 2001), które wskazały na obecność w tym rejonie głębokiego rozłamu mogącego odpowiadać krawędzi krystalicznego cokołu EEC (Pożaryski, 1997).

Na komentarz zasługuje również słabo zaznaczająca się strefa dodatnich anomalii resztkowych (fig. 8, 17) równoległa do uskoku Ursynów–Kazimierz Dolny i usytuowana po jego zachodniej stronie. Strefa ta może sygnalizować obecność nasuniętych na kraton fałdów orogenu kaledońskiego (Żelichowski, 1972; Pożaryski, Nawrocki, 2000).

Potwierdzeniem tej tezy mogą być wyniki badań refrakcyjnych przeprowadzonych w strefie Nowe Miasto – Ilża (Wojas, 1975), wyniki badań Dziewińskiej i Peteckiego (2004) oraz wiercenia np. Lisów 1 i Ciepeliów IG-1, ujawniające w rejonie Radomia obecność sfałdowanych utworów starszego paleozoiku (Kaledonidy?), spoczywających na cokołe kratonu wschodnieuropejskiego (Pożaryski, Nawrocki, 2000; Dadlez, 2001).

Pasma dodatnich transformowanych anomalii grawimetrycznych kontynuują się w kierunku południowo-wschodnim (fig. 8). Gradienty anomalii resztkowych (fig. 8) towarzyszą strefie uskokowej Ryszkowej Woli (kontakt skał prekambry z sedimentami neoproterozoiku i ordowiku), uskokom Cieszanowa i Janowa, uskokowi Izbica–Zamość, a także zlokalizowanym w południowej części wyniesienia łukowsko-hrubieszowskiego uskokom Białopola i Dubienki (Narkiewicz i in., 2015).

Poza kratonem dodatnie resztkowe anomalie siły ciężkości lokalizują strukturę wału środkowopolskiego (wał kujawski, antyklinorium gielniowskie) antyklinorium Dolnego Sanu (fig. 7). Ujemne anomalie grawimetryczne odpowiadają towarzyszącym wałowi nieckom (łódzko-miechowska, warszawska).

Dwuwymiarowa ujemna anomalia grawimetryczna, odpowiadająca strefie tektonicznej Kraków–Lubliniec (fig. 8), pozostaje co do znaku w ujemnej korelacji z dodatnią anomalią magnetyczną. Strefie tej, będącej strefą kontaktu bloków małopolskiego i górnośląskiego, towarzyszą intruzje granitoidowe wzbogacone, jak już wcześniej wspomniano,

(patrz rozdział: Anomalie magnetyczne strefy szwu transeuropejskiego...) mineralizacją polimetaliczną.

Anomalie resztkowe południowej części badanego obszaru (zapadlisko przedkarpackie) mają związek głównie z niejednorodnościami gęstości występującymi w prekambryjskim podłożu, charakteryzującym się obniżoną podatnością magnetyczną całego kompleksu krystalicznego zapadliska karpackiego. Miejscami można zauważyć korelację tych anomalii z anomaliami magnetycznymi (a. Jordanowa, a. Nowego Sącza). Utwory mezopaleozoiczne wraz z zaburzonymi tektonicznie płaszczowinami, przykrywające zapadające w kierunku południowym prekambryjskie podłoże zapadliska, odgrywają podrzędną rolę w kreowaniu anomalii resztkowych (Grabowska i in., 2007; Bojdyś i in., 2008).

ILOŚCIOWA INTERPRETACJA ANOMALII MAGNETYCZNYCH POŁUDNIOWO-WSCHODNIEJ POLSKI

Prace nad konstrukcją modeli magnetycznych skorupy, stanowiące ważny etap badań, poprzedzono spektralną analizą anomalii magnetycznych. Celem jej była ocena głębokości występowania źródeł anomalii magnetycznych na podstawie widma mocy zredukowanych do bieguna anomalii magnetycznych. Redukcję do bieguna wykonano przy założeniu, że wektor namagnesowania źródeł jest równoległy do obecnego kierunku ziemskiego pola magnetycznego i stały w całym rejonie badań ($I = 66,67^\circ\text{N}$, $D = 2,60^\circ\text{E}$). Obliczenia przeprowadzono w domenie liczby falowej, posługując się programem MAGMAP(2DFFT) firmy GEOSOFT. Następnie przetransformowano mapę anomalii magnetycznych zredukowanych do bieguna z domeny przestrzennej do domeny liczby falowej przy pomocy prostej transformacji Fouriera i wyznaczono radialnie uśrednione widma mocy dla sześciu wybranych obszarów, usytuowanych głównie w obrębie kratonicznej części obszaru. Przedstawiony na figurze 9 wykres jest jednym z przykładów widma mocy wyznaczonego dla oceny głębokości źródeł anomalii magnetycznych południowo-wschodniej Polski.

Na podstawie wykresów widm, wykorzystując statystyczną metodę Spectora, Granta (1970), określono średnie głębokości (\bar{h}) źródeł anomalii obliczane według wzoru:

$$\bar{h} = \frac{\ln \langle \tilde{E}(k_1) \rangle - \ln \langle \tilde{E}(k_2) \rangle}{2 \cdot (k_2 - k_1)}$$

gdzie:

\tilde{E} – zredukowane do bieguna widmo mocy ($I = 66,67^\circ\text{N}$, $D = 2,60^\circ\text{E}$),

k_1, k_2 – liczby falowe, odpowiadające fragmentom widma przybliżonym liniami prostymi (fig. 9).

Analiza widmowa anomalii dla różnych części południowo-wschodniej Polski (kraton, TESZ) potwierdza zróżnicowanie głębokości źródeł anomalii magnetycznych. Źródła te należy lokalizować w obrębie kompleksu krystalicznego

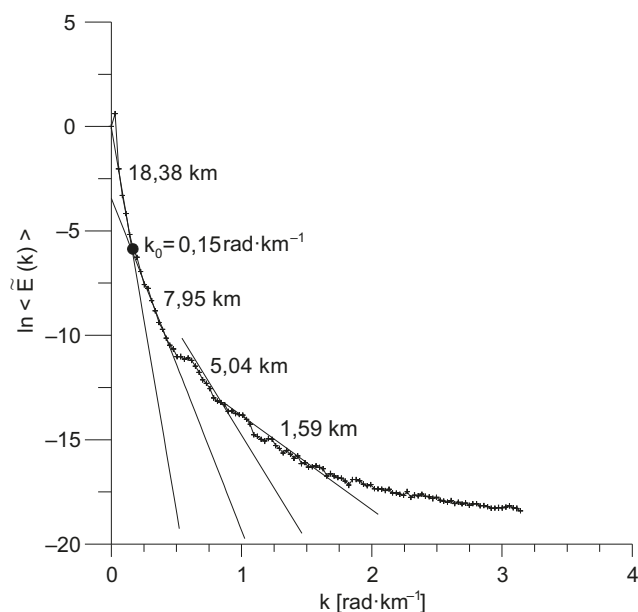


Fig. 9. Przykład widma mocy z obszaru południowo-wschodniej Polski

\tilde{E} – radialnie uśrednione widmo mocy zredukowanych do bieguna anomalii magnetycznych, $I=66,7^\circ\text{N}$, $D=2,6^\circ\text{E}$ (epoka 1982,5), k_0 – graniczna liczba falowa [rad/km]

Example of the radially averaged power spectrum of magnetic data reduced to the north magnetic Pole of the selected magnetic data window from the southeastern Poland

\tilde{E} – radially averaged power spectrum of magnetic data reduced to the north magnetic Pole, $I=66.7^\circ\text{N}$, $D=2.6^\circ\text{E}$ (1982.5 epoch), k_0 – cut-off wave number [rad/km]

na średnich głębokościach (23–18 km), w przystropowych częściach tego kompleksu lub w spągu utworów paleozoicznych (6–14 km) oraz na średnich głębokościach (5–1 km) w obrębie kompleksu paleozoicznego.

Regionalną składową magnetycznego pola anomального (fig. 10) otrzymano wykorzystując metodę dolnoprzepustowej filtracji w domenie liczby falowej (filtr Butterwortha) z graniczną liczbą falową $k_0 = 0,15$ rad/km (fig. 9), stosując następnie odwrotne przekształcenie Fouriera.

MODELOWANIE MAGNETYCZNE

Anomalie magnetyczne południowo-wschodniej Polski były wielokrotnie obiektem interpretacji ilościowej (Grabowska, 1978; Grabowska, Perchuć, 1985; Grabowska, Bojdys, 2001; Grabowska i in., 2003–2005), której celem było rozpoznanie budowy krystalicznego kompleksu skorupy. Jednym z ważnych etapów interpretacji było wykonanie 2D modelowania magnetycznego. Proces modelowania prowadzono, mając na uwadze wyniki interpretacji anomalii gravimetrycznych oraz modele prędkościowe skorupy, będące rezultatem głębokich sondowań sejsmicznych, wykonanych w tym rejonie w latach 1965–1986 (Betlej i in., 1967; Guterch i in., 1975, 1976, 1986; Guterch, 1977).

W późniejszym okresie dzięki realizacji międzynarodowego projektu CELEBRATION 2000, wzdłuż wybranych profili sejsmicznych skonstruowano dwuwymiarowe modele magnetyczne skorupy (Grabowska i in., 2003–2005, 2011), uwzględniające wyniki nowych głębokich badań sejsmicznych w południowo-wschodniej Polsce (Malinowski i in., 2005; Środa i in., 2006; Grad i in., 2006).

W następnym etapie procesu modelowania, bazując równocześnie na rezultatach interpretacji jakościowej anomalii magnetycznych oraz wynikach badań geotermicznych, podjęto prace nad konstrukcją trójwymiarowego (3D) modelu magnetycznego skorupy południowo-wschodniej Polski.

Dwuwymiarowe modele magnetyczne (profile CEL 01 i CEL 05)

Wyniki dotychczasowych prac nad konstrukcją modeli magnetycznych skorupy w południowo-wschodniej Polsce (Grabowska, 1978; Grabowska, Bojdys, 2001; Grabowska i in., 2011), w Polskich Karpatach Zewnętrznych (Małozzewski, 1956; Grabowska i in., 2007), jak również na terenie zachodniej Ukrainy (Pashkevich i in., 1994) wskazują na to, że źródła regionalnych anomalii magnetycznych znajdują się głównie w krystalicznym kompleksie skorupy i budujące go skały są namagnesowane indukcyjnie zgodnie z kierunkiem ziemskiego pola magnetycznego.

Modelowanie magnetyczne wykonano wzdłuż dwóch profili sejsmicznych CEL 01 i CEL 05 (fig. 2) projektu CELEBRATION 2000. Proces modelowania realizowano metodą interaktywną, wykorzystując do tego celu oryginalne oprogramowanie (Bojdys, 1999).

W przyjętych na potrzeby interaktywnego modelowania startowych (inicjalnych) 2D modelach, skały podatne magnetycznie mieszczą się między powierzchnią podłoża krystalicznego i granicą Moho, określonymi na podstawie danych sejsmicznych. Jak wynika z analizy danych geotermicznych (Karwasiecka, Bruszevska, 1997; Grabowska i in., 2003–2005) na głębokości występowania granicy Moho temperatura nie przekracza 600°C .

Wstępnej oceny właściwości magnetycznych skał krystalicznych dokonano na podstawie wyników badań laboratoryjnych podatności magnetycznej skał podłoża krystalicznego z obszaru obniżenia podlaskiego (Dąbrowski, 1971b), które sąsiaduje ze zrębem łukowskim.

Podstawę konstrukcji startowych 2D modeli magnetycznych stanowiły, jak już wcześniej wspomniano, 2D modele prędkościowe skorupy, będące wynikiem realizacji projektu CELEBRATION 2000 (Środa i in., 2006; Grad i in., 2006), a także skonstruowane wcześniej gęstościowe modele skorupy i górnego płaszczka (Grabowska i in., 2003–2005, 2011).

Profil CEL 01 jest jednym z ważniejszych profili sejsmicznych, przecinających główne jednostki geologiczne centralnej Europy (Grabowska i in., 2011). Są nimi region alpejsko-karpacko-panoński, określane mianem ALCAPA (Alps-Carpathians-Pannonian region), strefa szwu transeuropejskiego (TESZ) i fragment południowo-zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego (EEC).

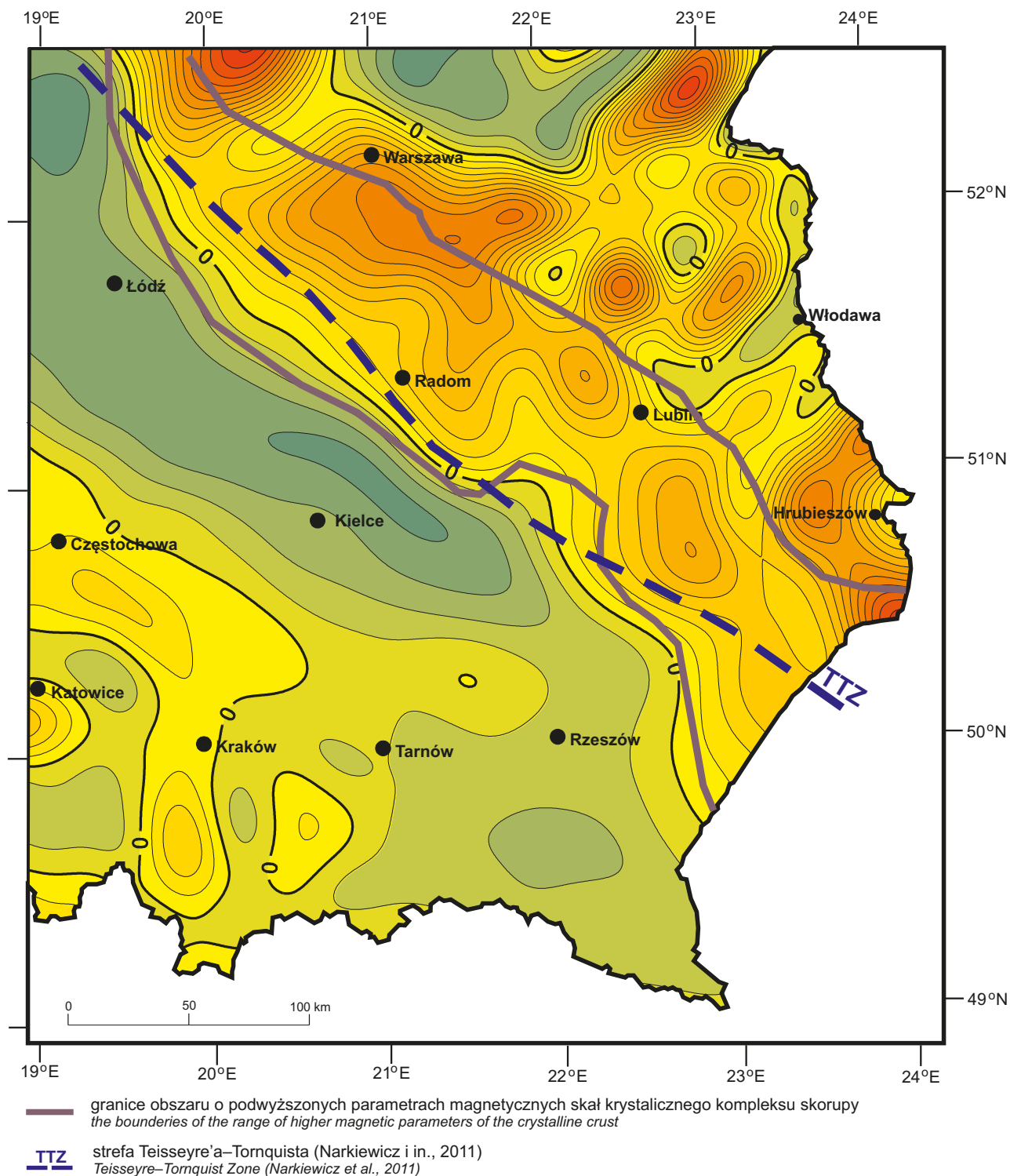


Fig. 10. Regionalne anomalie magnetyczne ΔT południowo-wschodniej Polski (filtracja dolnoprzepustowa, graniczna liczba falowa $k_0 = 0,15$ rad/km) zredukowane do bieguna ($I = 66,7^\circ N$, $D = 2,6^\circ E$) (źródło: PIG-PIB – badania magnetyczne półszczegółowe 2000/2001, zdjęcie aeromagnetyczne 1979/1981)

Izolinie wyznaczone co 50 nT, pole normalne DGRF (Definitive Geomagnetic Reference Field) 1982,5, grid 1×1 km

Regional magnetic anomalies of the southeastern Poland (low pass filtration, cut-off wave number $k_0 = 0.15$ rad/km), reduced to the north magnetic Pole ($I = 66.7^\circ N$, $D = 2.6^\circ E$)

(data source: PIG-PIB – semi-detailed magnetic surveys 2000/2001, aeromagnetic surveys 1979/81)

Contour interval 50 nT, Definitive Geomagnetic Reference Field (DGRF), processing grid interval 1×1 km

Na obszarze Polski profil ten przecina przedpole Karpat Zachodnich i obszar TESZ, w którym mieszczą się bloki: górnośląski (fragmentarycznie), małopolski i łysogórsko-radomski, oddzielone od siebie strefami tektonicznymi i uskoki (strefa Kraków–Lubliniec, uskoki świętokrzyski, TTZ).

Północno-wschodnia część profilu osiąga brzeżny fragment EEC, przecinając północną część podniesienia radomsko-krasnickiego i rowu lubelskiego, a także zapadlisko podlaskie (fig. 2, 11).

Prezentowany na figurze 11 model krystalicznego kompleksu skorupy wyjaśnia prawdopodobną przyczynę południowego fragmentu, sięgającej po Radom (fig. 2) dodatniej regionalnej anomalii magnetycznej Grójca–Garwolina, obejmującej swoim zasięgiem północną część rowu lubelskiego i podniesienia radomsko-krasnickiego wraz z północno-wschodnim fragmentem bloku łysogórsko-radomskiego. W świetle wyników modelowania źródłem anomalii jest sięgający stropu podłoża krystalicznego i zakorzeniony w dolnej skorupie potężny blok (intruzja) skał o podwyższonej podatności magnetycznej ($\kappa = 62,5 \times 10^{-3}$ SI) (fig. 11), odpowiadający zidentyfikowanemu badaniami sejsmicznymi ciału (HVB – *high velocity body*), charakteryzującemu się podwyższonymi prędkościami rozchodzenia się fal sejsmicznych ($V_p = 6,9–7,2$ km/s) (Janik i in., 2009).

Silne anomalie magnetyczne północno-wschodniego odcinka profilu przecinającego depresję podlaską wiążą się z występującymi w podłożu krystalicznym zasadowymi skałami magmowymi (Dąbrowski, 1971a). Jednakże z uwagi na usytuowanie profilu, przecinającego anomalie zgodnie z ich rozciągłością, ten fragment profilu nie został objęty procesem modelowania.

Uzyskany na drodze 2D modelowania (fig. 11) przekrój magnetyczny skorupy wskazuje na wyraźne różnice między strukturą skorupy brzeżnej części wschodnioeuropejskiego kratonu (EEC), a skorupą strefy szwu transeuropejskiego (TESZ), będącego przedpolem orogenu waryscyjskiego i należącego do platformy paleozoicznej.

Profil CEL 05, zlokalizowany w południowo-wschodniej części badanego obszaru, przecina zapadlisko przedkarpackie, blok małopolski wraz z antyklinorium Dolnego Sanu, południową część podniesienia radomsko-krasnickiego, środkową część rowu lubelskiego a w swojej północnej części wchodzi w obszar zapadliska włodawskiego (fig. 2, 12), które jest częścią wyniesienia łukowsko-hrubieszowskiego.

Przecięta linią profilu (fig. 1) anomalia magnetyczna Janowa Lubelskiego–Biłgoraja w świetle 2D modelowania jest związana ze skałami o podwyższonej podatności, sięgającymi stropu podłoża krystalicznego (fig. 12), których obecność może sugerować morfologia granic sejsmicznych modelu prędkościowego krystalicznego kompleksu skorupy (Grad i in., 2006).

Wyniki 2D modelowania magnetycznego wzdłuż obu profili wskazują na to, że składająca się z trzech pięter krystaliczna skorupa prekambryjskiego kratonu w jego brzeżnej części ulega zmianie, spowodowanej obecnością maficznych intruzji, sięgających stropu podłoża krystalicznego.

W południowych fragmentach obu profili, przecinających strefę szwu transeuropejskiego, gdzie miąższość krystalicznego kompleksu skorupy ulega radykalnemu zmniejszeniu, jest prawdopodobne wyraźne osłabienie właściwości magnetycznych skał tego kompleksu.

TRÓJWYMIAROWY MODEL MAGNETYCZNY SKORUPY

Przy konstruowaniu 3D modelu magnetycznego krystalicznej skorupy, podobnie jak w przypadku 2D modeli, a priori założono indukcyjne namagnesowanie skał krystalicznego kompleksu skorupy.

W procesie modelowania 3D wykorzystano opracowany przez Bojdysa (2003) program komputerowy, który daje możliwość obliczania trójwymiarowych efektów magnetycznych, jak również efektów grawitacyjnych.

Program ten opiera się na aproksymacji ciała trójwymiarowego zbiorem pionowych graniastosłupów o podstawie wielokątów. Graniastosłupy są traktowane jako elementy warstwy poziomej (płasko-równoległej), której zmiany namagnesowania uzyskuje się przez zmianę namagnesowania każdego z elementarnych graniastosłupów.

Strop i spąg kompleksu krystalicznego, będące granicami warstwy aktywnej magnetycznie, określono na podstawie danych sejsmicznych (profile CEL 01–CEL 05) (fig. 13), danych geotermicznych, a także informacji geologicznych.

Pierwszym etapem prac nad 3D modelem magnetycznym krystalicznego kompleksu skorupy było skonstruowanie map głębokości występowania podłoża krystalicznego i powierzchni spągowej warstwy aktywnej magnetycznie.

Do oceny głębokości stropu podłoża krystalicznego, przedstawionego w formie izol linii na figurze 14, wykorzystano dane geologiczne (Pożaryski, 1970; Kubicki, Ryka, 1982) oraz wyniki badań sejsmicznych wykonanych wzdłuż pięciu profili (fig. 13) projektu CELEBRATION 2000. Spąg warstwy aktywnej magnetycznie przyjęto na podstawie danych sejsmicznych, określających głębokości granicy Moho i danych geotermicznych (izoterma 600°C).

Ponadto, mając na względzie wyniki badań geofizycznych dotyczące spągu warstwy aktywnej magnetycznie z obszaru kratonu wschodnioeuropejskiego (Burianow i in., 1985) przyjęto, że w przypadku izotermy 600°C przebiegającej poniżej Moho (północno-wschodni fragment obszaru) spąg warstwy aktywnej magnetycznie wyznacza granica Moho.

W drugim etapie prac przystąpiono do opracowania modelu magnetycznego krystalicznego kompleksu skorupy w planie poziomym.

Biorąc pod uwagę obraz anomalii magnetycznych (fig. 2), obszar południowo-wschodniej Polski podzielono na trzy segmenty I, II, III (fig. 14), których granicami są dwie strefy gradientowe, wyznaczające wcześniej wspomniane (Dąbrowski, Karaczun, 1958) tzw. „stopnie” w podłożu czynnym magnetycznie.

Pierwsza ze stref gradientowych odpowiada wzrostowi głębokości podłoża krystalicznego i ogranicza od południowego zachodu wyniesienie łukowsko-hrubieszowskie wraz z przylegającym do niego obniżeniem parczewskim.

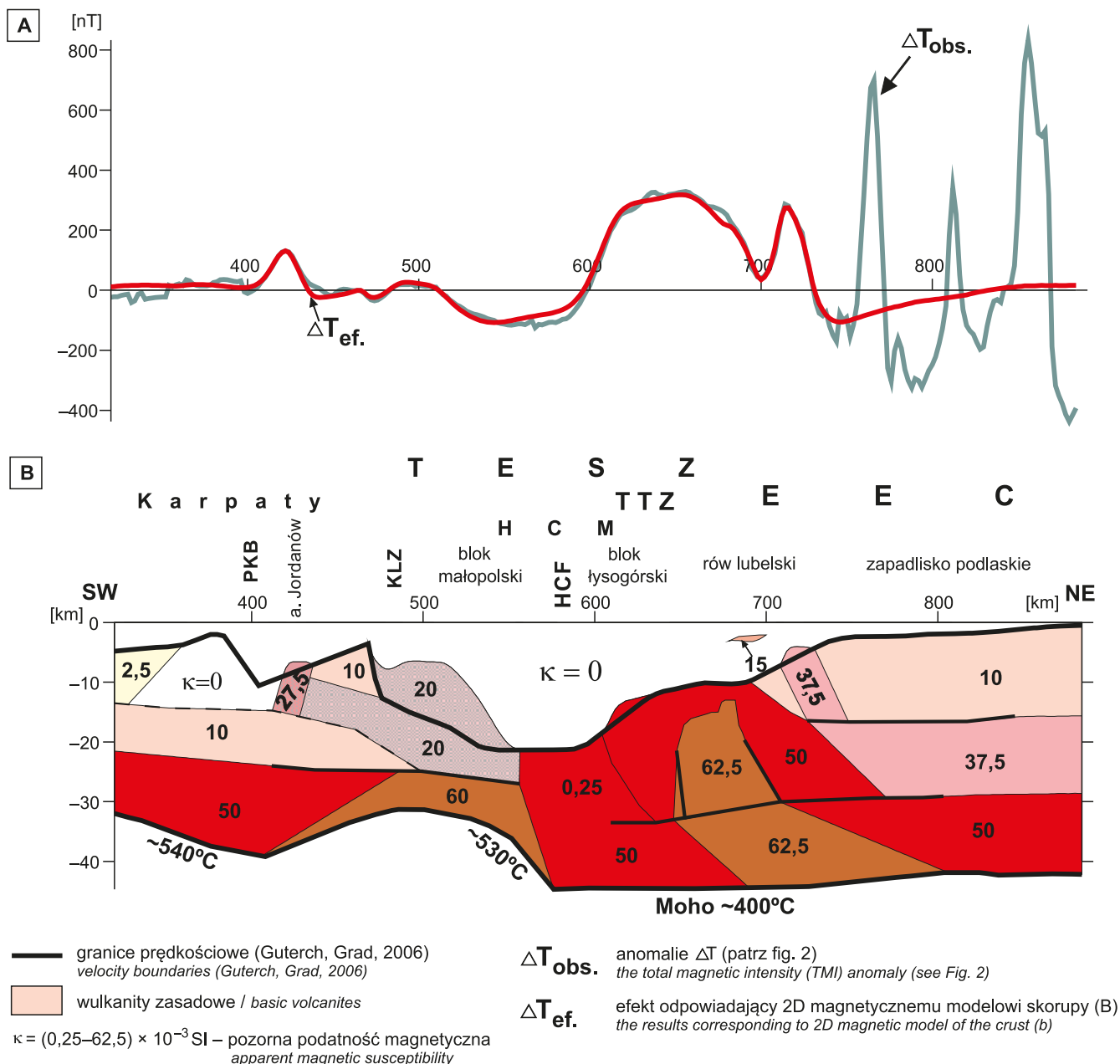


Fig. 11. Wyniki 2D modelowania magnetycznego wzdłuż profilu CEL 01 (Grabowska i in., 2011): A – zestawienie krzywych; B – magnetyczny model skorupy, skonstruowany na podstawie danych sejsmicznych, grawimetrycznych i 2D modelowania magnetycznego (strop, spąg warstwy aktywnej magnetycznie odpowiadają podłożu krystalicznemu, granicy Moho)

TESZ – strefa szwu transeuropejskiego, EEC – kraton wschodnioeuropejski, TTTZ – strefa Teisseyre’a–Tornquista, HCM – Góry Świętokrzyskie, HCF – uskoc świętokrzyski, PKB – Pieniński Pas Skalkowy, KLZ – strefa tektoniczna Kraków–Lubliniec

The results of the 2D modelling along CEL 01 profile (Grabowska *et al.*, 2011); A – Comparison of the curves; B – Magnetic model of the crust constructed on the base of seismic data, gravity data and 2D magnetic modelling (the roof and bottom of the magnetic active layer correspond to respectively the crystalline basement and Moho discontinuity)

TESZ – Trans-European Suture Zone, EEC – East European Craton, TTTZ – Teisseyre–Tornquist Zone, HCM – Holy Cross Mountains, HCF – Holy Cross fault, PKB – Pieniny Klippen Belt, KLZ – Kraków–Lubliniec tectonic zone

Druga strefa gradientowa, pokrywająca się z południo-wschodnim fragmentem regionalnego magnetycznego gradientu Polski, oznacza gwałtowny wzrost głębokości stropu podłoża krystalicznego (po jej południowo-zachodniej stronie) i zmianę jego właściwości magnetycznych.

W modelu magnetycznym, pełniącym rolę modelu startowego, obok podziału na trzy różniące się obrazem anomalii magnetycznych segmenty, dokonano również rozdzielania warstwy aktywnej magnetycznie na dwie części: górną, sięgającą do głębokości 25 km i dolną, obejmującą pozostałą

część krystalicznej skorupy. Położenie granicy rozdzielającej skały różniące się właściwościami magnetycznymi ustalono tak, aby granica ta nie przecinała stropu lub spągu warstwy aktywnej magnetycznie.

Kierując się wynikami 2D modelowania, skałom górnej warstwy skorupy obszaru TESZ przypisano a priori średnią wartość namagnesowania indukcyjnego 0,4 A/m ($\kappa = 10 \times 10^{-3}$ SI), natomiast dolnej warstwie krystalicznej skorupy wartość 2 A/m ($\kappa = 50 \times 10^{-3}$ SI).

Na obszarze kratonicznym (rów lubelski, podniesienie radomsko-krańskie) we wstępnym etapie interaktywnego

procesu modelowania, dla skał górnego kompleksu krystalicznej skorupy, podwyższono namagnesowanie do wartości 2 A/m ($\kappa = 50 \times 10^{-3}$ SI), natomiast dla dolnej warstwy do 2,2 A/m ($\kappa = 55 \times 10^{-3}$ SI).

W kolejnym etapie modelowania dla skał górnego kompleksu krystalicznej skorupy wyniesienia łukowsko-hrubieszowskiego otrzymano wartości namagnesowania wynoszące 0,7 A/m ($\kappa = 18 \times 10^{-3}$ SI), natomiast dla skał jej dolnego kompleksu 2,2 A/m ($\kappa = 55 \times 10^{-3}$ SI).

Trzecim etapem prac nad 3D modelem magnetycznym był interaktywny proces 3D modelowania, polegający na

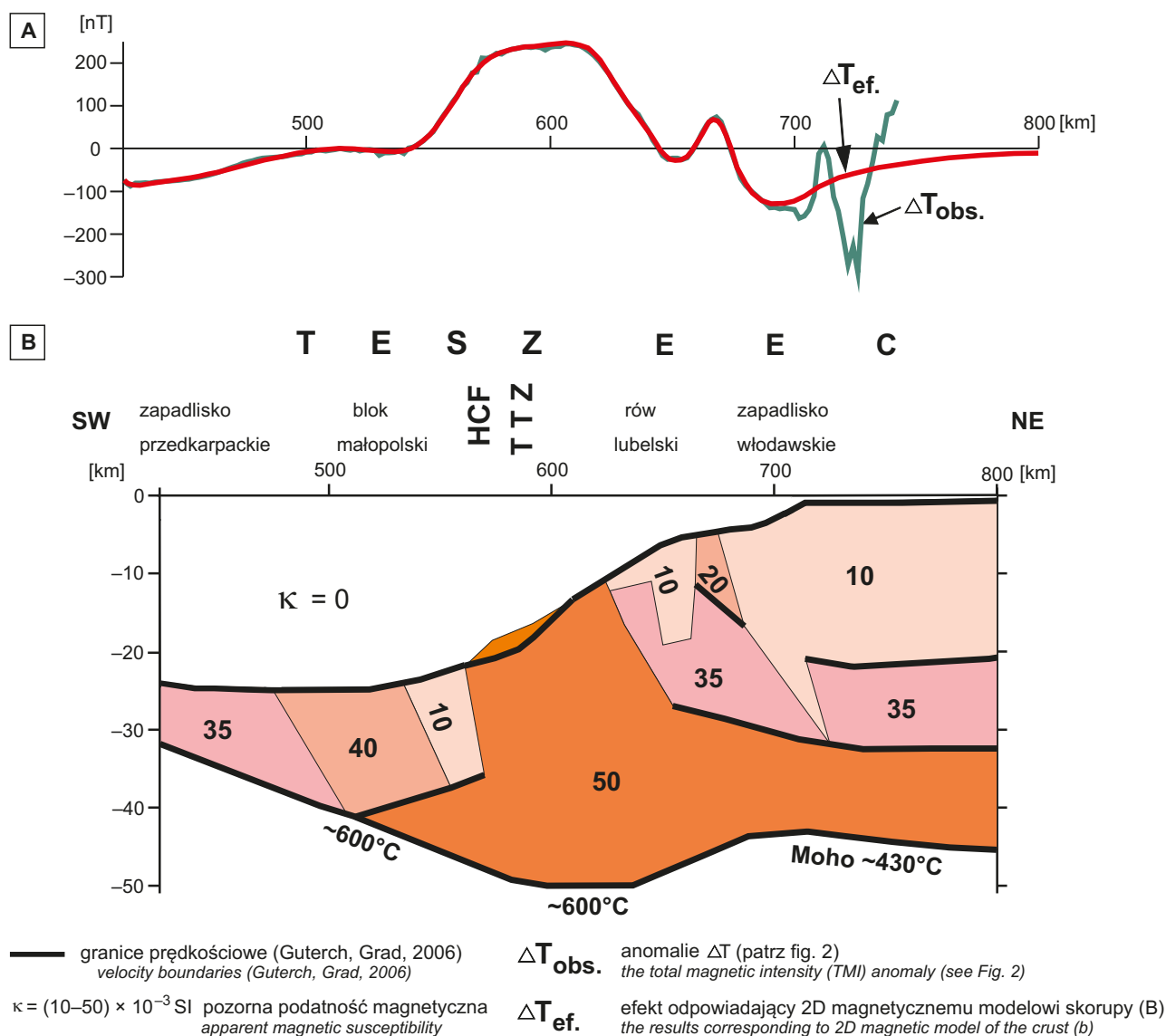


Fig. 12. Wyniki 2D modelowania magnetycznego wzdłuż profilu CEL 05: A – zestawienie krzywych; B – magnetyczny model skorupy, skonstruowany na podstawie danych sejsmicznych, grawimetrycznych i 2D modelowania magnetycznego (strop, spąg warstwy aktywnej magnetycznie odpowiadają podłożu krystalicznemu, granicy Moho)

EEC – kraton wschodnioeuropejski, TESZ – strefa szwu transeuropejskiego, T TZ – strefa Teisseyre’a–Tornquista, HCF – uskók świętokrzyski

The results of the 2D modelling along CEL 05 profile; A – Comparison of the curves; B – Magnetic model of the crust constructed on the basis of seismic data, gravity data and 2D magnetic modeling (the roof and bottom of the magnetic active layer correspond respectively to the crystalline basement and Moho discontinuity)

EEC – East European Craton, TESZ – Trans-European Suture Zone, T TZ – Teisseyre–Tornquist Zone, HCF – Holy Cross fault

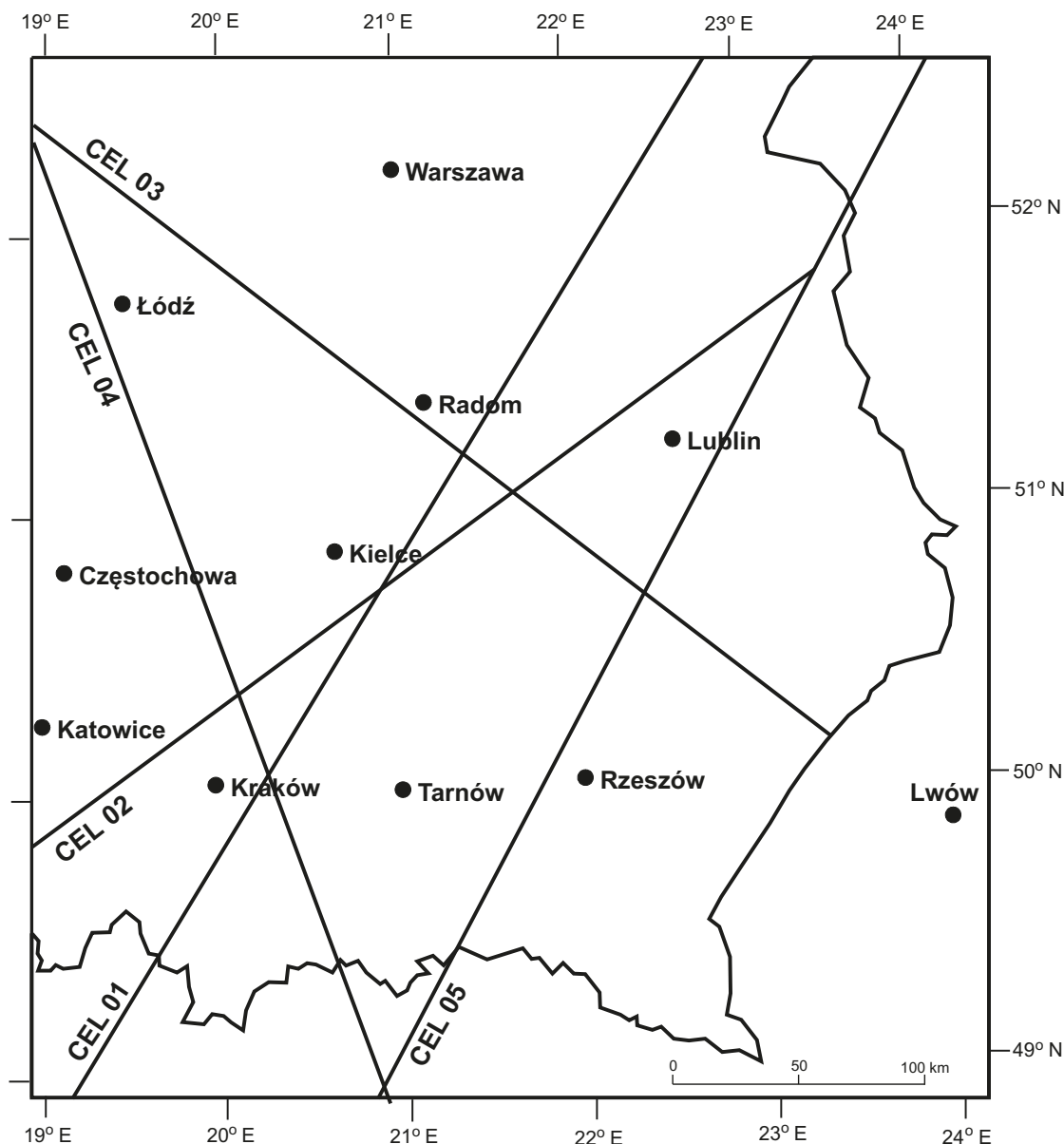


Fig. 13. Lokalizacja profili CELEBRATION 2000 wykorzystanych w konstrukcji map głębokości powierzchni stropowej i powierzchni spągowej krystalicznego kompleksu skorupy południowo-wschodniej Polski

Location of CELEBRATION 2000 profiles used in construction of the maps of the roof and bottom of the crystalline complex of southeastern Poland

modyfikowaniu kolejnych modeli warstwy aktywnej magnetycznie we wszystkich trzech obszarach (segmentach) w taki sposób, aby obliczone efekty magnetyczne były porównywalne z obserwowanymi anomaliami.

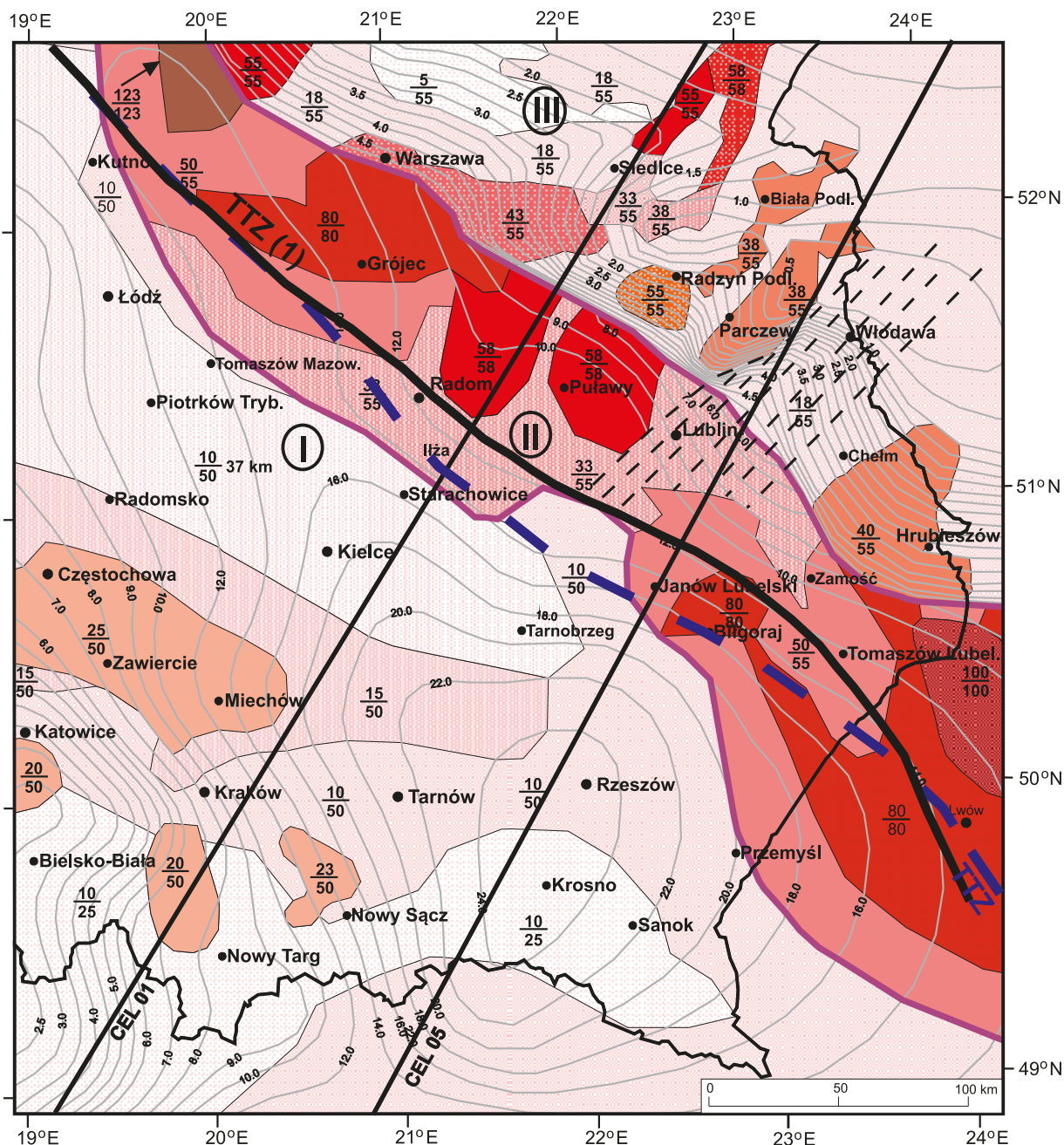
Prezentowany na figurze 14 szkic przedstawia rzut na płaszczyznę poziomą, uzyskanych w procesie modelowania pionowych elementów modelu, których strop pokrywa się z przedstawioną na szkicu w formie izolinii stropową powierzchnią podłoża krystalicznego. Natomiast dolna powierzchnia modelu odpowiada spągowi warstwy aktywnej magnetycznie (granica Moho).

Uzyskane w procesie 3D modelowania namagnesowanie, przeliczone na wartości podatności magnetycznej pio-

nowych elementów modelu, podano w postaci ułamków. W tym przypadku licznik odpowiada podatności kompleksu krystalicznego w przedziale głębokości: strop podłoża krystalicznego – granica 25 km, natomiast mianownik przedziałowi: granica 25 km – spąg warstwy aktywnej magnetycznie (granica Moho).

Wyjątek stanowi obszar depresji magnetycznej, gdzie pojawiła się konieczność obniżenia do głębokości 37 km granicy między górną i dolną częścią krystalicznej skorupy.

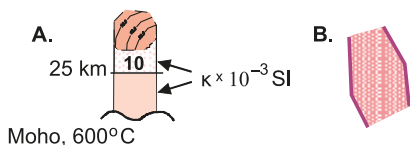
W celu uniknięcia niepożądanych skutków aproksymacji 3D modelu krystalicznej skorupy zbiorem pionowych graniastosłupów, których krawędzie generują dodatkowe lokalne efekty magnetyczne, obliczenia efektów magnetycznych




Schemat konstrukcji elementów modelu
Scheme of the construction model elements:

A. przekrój pionowy / vertical section

B. granice obszaru o podwyższonych parametrach magnetycznych skał krystalicznego kompleksu skorupy (brzeżna część kratonu)
the boundaries of the range of higher magnetic parameters of the crystalline crust (see Fig. 14)



 prawdopodobna kontynuacja strefy Centralnego Szwu Białoruskiego (CBSZ) / probable continuation of the Central Belarus Structure Zone (CBSZ)

TTZ (1) strefa Teisseyre'a-Tornquista (Narkiewicz, Petecki, 2017)
Teisseyre-Tornquist Zone (Narkiewicz, Petecki, 2017)

TTZ strefa Teisseyre'a-Tornquista (Narkiewicz i in., 2011)
Teisseyre-Tornquist Zone (Narkiewicz et al., 2011)

-22.0- głębokość do stropu warstwy aktywnej magnetycznie (podłoże krystaliczne); uwaga: zróżnicowane cięcia izolini (0,25-2 km)
the depths of the roof of the magnetic active layer (crystalline basement); notice: contour intervals range from 0.25 to 2 km

I segmenty magnetycznego modelu krystalicznego kompleksu skorupy w rzucie na płaszczyznę poziomą / the segments of magnetic model of the crystalline complex of the crust projected onto the horizontal plane

Fig. 14. Trójwymiarowy model magnetyczny skorupy południowo-wschodniej Polski (szkic)

Sketch map of three dimensional magnetic model of southeastern Poland

przeprowadzono w węzłach jednokilometrowej siatki na odpowiednio dobranej wysokości (5 km).

Przedstawione w formie mapy izolinie efektów magnetycznych (fig. 15), odpowiadających 3D modelowi magnetycznemu skorupy (fig. 14), wykazują podobieństwo do mapy anomalii magnetycznych ΔT , przedłużonych analitycznie na wysokość 5 km (fig. 16), która przedstawia regionalną składową anomalnego pola magnetycznego południowo-wschodniej Polski (por. fig. 10).

Przyjęto, że podobieństwo obu map (fig. 15, 16) jest dowodem poprawności 3D modelu magnetycznego skorupy.

DYSKUSJA

Anomalie magnetyczne południowo-wschodniej Polski wpisują się w obraz anomalii magnetycznych kontynentu europejskiego.

Jedną z charakterystycznych cech tego obrazu jest strefa podwyższonego poziomego gradientu (fig. 2), będąca fragmentem strefy regionalnego gradientu, przecinającej środkową część Europy.

Strefa ta począwszy od początku XX w. (Tornquist, 1908) była i jest w dalszym ciągu obiektem zainteresowania licznych badaczy, zajmujących się strefą kontaktu kratonu wschodnioeuropejskiego z platformą paleozoiczną (Narkiewicz, 2007; Narkiewicz i in., 2007, 2011, 2015; Narkiewicz, Petecki, 2017).

Na przypomnienie zasługują liczne prace polskich geologów i geofizyków (Pawłowski, 1947, 1953; Dąbrowski, Karaczun, 1958; Dąbrowski i in., 1981) poświęcone temu zagadnieniu.

Zarówno późniejsze badania (Królikowski, 2006), jak i wykonane w ramach tej pracy modelowania magnetyczne (fig. 11, 12, 14) uwidoczniły bezpośredni związek strefy gradientowej z południowo-zachodnią krawędzią prekambryjskiego kratonu wschodnioeuropejskiego, sąsiadującego ze złożoną z struktur fałdowych (waryscyjskich, kimeryjskich i alpejskich) platformą paleozoiczną. Strefa kontaktu tych dwóch mega jednostek tektonicznych, której towarzyszą wgłębnne rozłamy skorupy, otrzymała nazwę strefy (TTZ) lub linii (TTL) Teisseyre'a–Tornquista (Znosko, 1970, 1975).

Wyniki późniejszych badań geofizycznych i geologicznych TTZ, prowadzonych w drugiej połowie XX w., dały podstawy do nowego zdefiniowania strefy kontaktu i określenia jej mianem szwu transeuropejskiego (TESZ) (Berthelsen, 1993).

W związku z powyższym ustalono, że strefa Teisseyre–Tornquista (TTZ) jest północno-wschodnią, zuskokowaną granicą szwu transeuropejskiego (Dadlez i in., 2005; Narkiewicz i in., 2015).

Tezę tę uwiarygodniły wyniki głębokich badań sejsmicznych nowej generacji (POLONAISE'97, CELEBRATION 2000), jak również reinterpretacja (reprocessing) starszych rejestracji sejsmicznych. W świetle tych badań (Narkiewicz i in., 2011, 2015) TTZ jest wąską (15 km), prawie pionową, zuskokowaną strefą, która biegnie wzdłuż południowo-zachodniej granicy kratonu i oddziela go od zlokalizowanych w obrębie TESZ wczesnopaleozoicznych terranów (fig. 1).

Określony na podstawie danych geologicznych (Krzywiec i in., 2009; Narkiewicz i in., 2011) i zaznaczony na mapach anomalii magnetycznych ΔT (fig. 2) i ich pochodnych (fig. 5) przebieg TTZ, sytuuje ją względem strefy regionalnego gradientu magnetycznego, jak również względem anomalii magnetycznych o charakterze lokalnym. Na mapach anomalii resztkowych siły ciężkości (fig. 7, 8) TTZ jest zlokalizowana wzdłuż pasma dodatnich anomalii Nowe Miasto–Iłża–Janów Lubelski–Biłgoraj, sygnalizujących obecność jurajsko–dewońskich i staropaleozoicznych struktur. Należy zauważyć, że pasmo to sytuuje się wzdłuż szerokiej strefy dodatnich transformowanych anomalii magnetycznych o charakterze lokalnym, które ujawniają m.in. dodatnią anomalię Iłży (fig. 5). W świetle najnowszych wyników badań (Narkiewicz i in., 2011; Narkiewicz, Petecki, 2017) lokalizacja TTZ uległa widocznej zmianie zwłaszcza w południowo-wschodnim jej fragmencie (fig. 7, 8).

W południowo-wschodniej Polsce obok TTZ znajdują swoją kontynuację ważne elementy tektoniczne, składające się z trzech segmentów (Fennoskandia, Sarmacja, Wołgo-Uralia), prekambryjskiej skorupy kratonu wschodnioeuropejskiego. Elementy te (patrz rozdział: Charakterystyka...) to centralny szew białoruski (CBSZ), kontynuujący się w kierunku południowo-zachodnim na obszarze zapadliska włodawskiego i sąsiadująca z nim od północnego zachodu białorusko-bałtycka strefa granulitowa (BBPG), której kontynuacją na obszarze Polski są intensywne anomalie zrębu łukowskiego (fig. 2, 3). Oba wymienione wyżej elementy tektoniczne skorupy prekambryjskiej są traktowane alternatywnie jako fragmenty Fennoskandii (Kozlovskaya i in., 2002; Bogdanova i in., 2001) lub Sarmacji (Bogdanova i in., 2006, 2015). W świetle wyników badań geofizyków i geologów białoruskich i ukraińskich jak już wspomniano wcześniej (patrz rozdział: Charakterystyka...) CBSZ odpowiada konwergentnej granicy (FSS – Fennoscandia-Sarmatia Suture) dwóch segmentów kratonu wschodnioeuropejskiego jakimi są Fennoskandia i Sarmacja. Kontynuację CBSZ na obszarze Polski mogą sygnalizować obniżone wartości anomalii magnetycznych (zapadlisko włodawskie), a w brzeżnej części kratonu zmniejszenie zasięgu strefy dodatnich anomalii magnetycznych (fig. 2) i obniżenie właściwości magnetycznych skał podłoża (fig. 14).

W świetle nowych badań geofizycznych i geologicznych (Bogdanova i in., 2006, 2015) granica między Fennoskandią a Sarmacją jest przesunięta na północ i przebiega wzdłuż północno-zachodniej granicy białorusko-bałtyckiej strefy granulitowej (BBPG).

Umiejscowienie centralnego szwu białoruskiego (CBSZ) na mapie anomalii magnetycznych sugeruje możliwość podziału obszaru kratonicznego na część północno-zachodnią, gdzie źródłem anomalii są zasadowe skały zrębu łukowskiego i intruzje skał maficznych w skorupie krystalicznej rowu i podniesienia radomsko-kraśnickiego i część południowo-wschodnią, gdzie anomalie związane ze wzrostem właściwości magnetycznych skał podłoża (fig. 14) są przedłużeniem w kierunku północno-zachodnim, rozległej, zlokalizowanej w obrębie kratonu (Starostenko i in., 2013) dodatniej anomalii magnetycznej niecki lwowskiej.

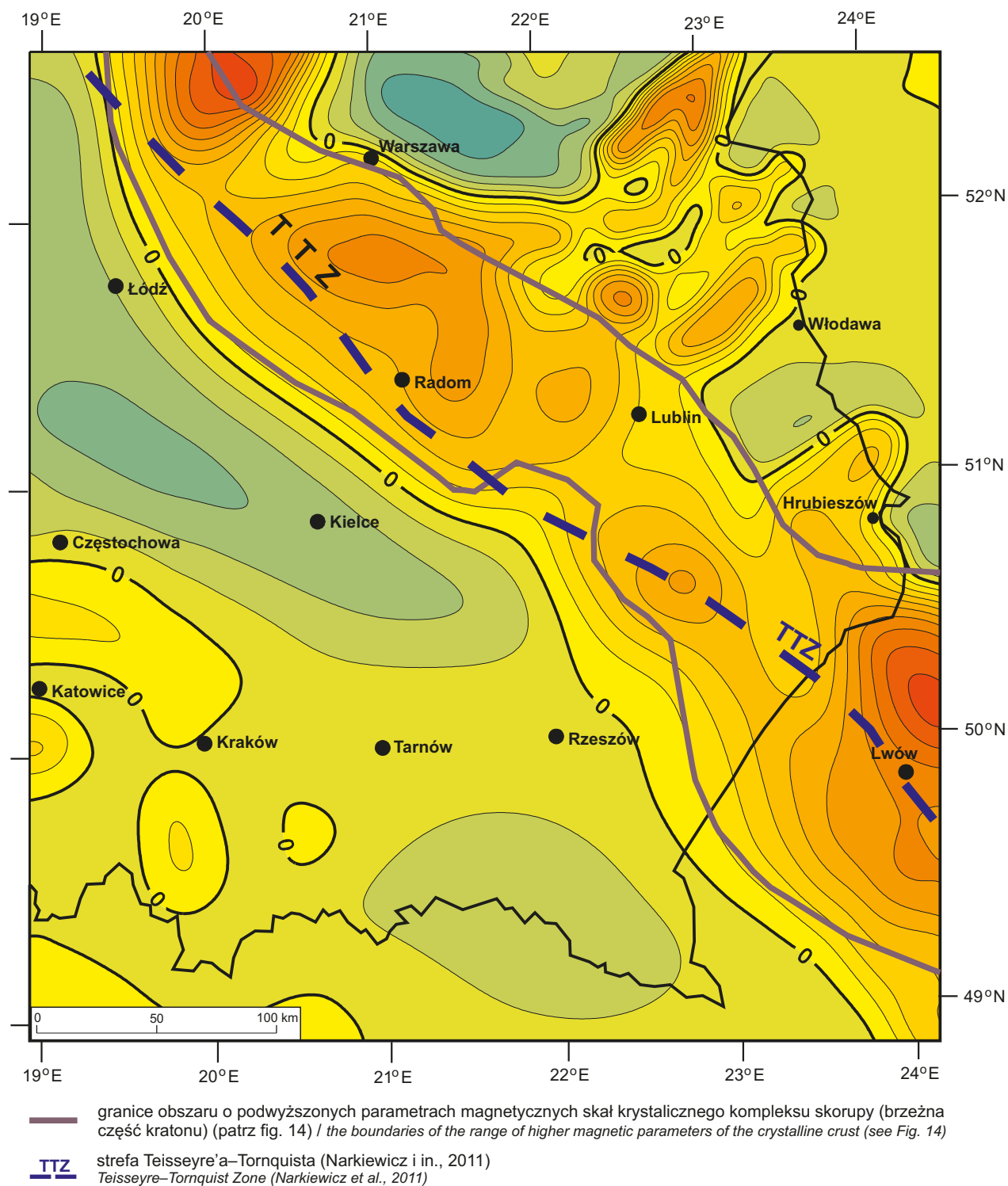


Fig. 15. Mapa efektu magnetycznego ΔT odpowiadającego 3D modelowi skorupy południowo-wschodniej Polski (patrz fig. 14) obliczonego na wysokości 5 km n.p.m.

Izolinie wyznaczone co 50 nT, grid 1×1 km

Map magnetic effect ΔT corresponding to 3D model of the crystalline crust of SE Poland (see Fig. 14).
Magnetic effect calculated at a depth 5 km above sea level

Contour interval 50 nT, processing grid interval 1×1 km

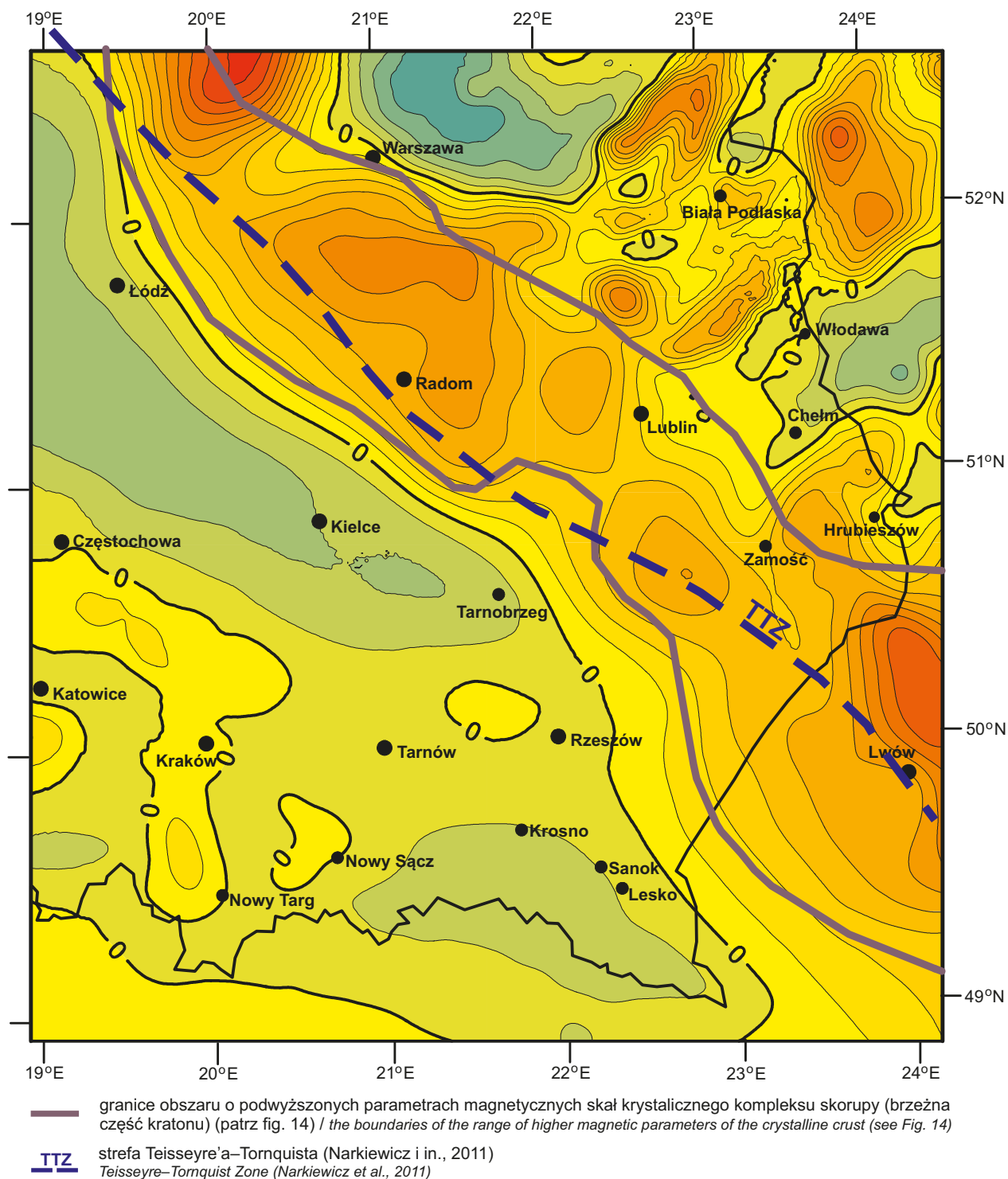


Fig. 16. Anomalie magnetyczne ΔT południowo-wschodniej Polski przedłużone analitycznie w górę (wzór Hendersona)

Izolinie wyznaczone co 50 nT, grid 1×1 km, $h = 5$ km

The total magnetic intensity (TMI) anomaly map of southeastern Poland calculated at a depth of 5 km above sea level (upward continuation, Henderson formula)

Contour interval 50 nT, processing grid interval 1×1 km, $h = 5$ km

W tej części obszaru zmniejszeniu ulega wartość regionalnego poziomego gradientu magnetycznego, co jak wskazują wcześniejsze prace (Dąbrowski, Karaczun, 1958; Dąbrowski i in., 1981) potwierdzone wynikiem 3D modelowania (fig. 14), wiąże się ze wzrostem głębokości występowania stropu podłoża krystalicznego i jego zapadaniem pod twory pokrywy osadowej zapadliska przedkarpackiego.

Charakterystyczną cechą obrazów anomalii pól potencjalnych na obszarze kratonicznym południowo-wschodniej Polski jest dodatnia korelacja anomalii magnetycznych (fig. 2, 3, 4, 5) z resztkowymi anomaliami grawimetrycznymi (fig. 7, 8). Jest to najbardziej widoczne na obszarze wyniesienia łukowsko-hrubieszowskiego, gdzie źródłem anomalii są skały podłoża krystalicznego ich tektonika i petrologia. Na obszarze rowu lubelskiego i podniesienia radomsko-kraśnickiego korelacja anomalii pól potencjalnych jest słabiej zauważalna. Wiąże się to z silnym oddziaływaniem grawitacyjnym pokrywy paleozoicznej, charakteryzującej się złożoną budową tektoniczną (patrz rozdział: Analiza...; fig. 7, 8, 17) w zestawieniu ze strukturą głębiej występującego podłoża krystalicznego.

Skorupa krystaliczna strefy szwu transeuropejskiego (TESZ) (bloki: małopolski i górnośląski oraz południowo-zachodnia część bloku radomsko-tyso-górskiego) charakteryzuje się obniżonymi właściwościami magnetycznymi (fig. 11, 12, 14) skał górnego piętra skorupy, a na obszarze zapadliska karpackiego również dolnego jej piętra. Resztkowe anomalie grawimetryczne odzwierciedlają tutaj złożoną budowę geologiczną kompleksu osadowego skorupy, a korelacja między anomaliami obu pól potencjalnych jest słaba. Wyjątkiem są okolice strefy tektonicznej Kraków–Lubliniec (ujemny współczynnik korelacji) i anomalia magnetyczna Jordanowa.

PODSUMOWANIE

Wyniki interpretacji anomalii magnetycznych ΔT całkowitego pola magnetycznego i resztkowych anomalii siły ciężkości potwierdziły znaczenie metod pól potencjalnych jako źródła informacji o strukturze krystalicznego kompleksu skorupy południowo-wschodniej Polski.

Anomalie magnetyczne ΔT (fig. 2, 3) i ich transformacje (fig. 4, 5), resztkowe (lokalne) anomalie siły ciężkości (fig. 8, 9, 17), związane przede wszystkim z kompleksem osadowym oraz modelowania magnetyczne (fig. 11, 12, 14) ujawniły i potwierdziły zasadnicze różnice w strukturze i właściwościach magnetycznych krystalicznego kompleksu skorupy kratonu i strefy szwu transeuropejskiego (TESZ).

Dodatnie anomalie magnetyczne o charakterze regionalnym (fig. 2, 16), występujące w brzeżnej części kratonu (rów lubelski, podniesienie radomsko-kraśnickie) wiążą się z obecnością maficznych intruzji (fig. 11, 12, 14) zakorzenionych w dolnym kompleksie krystalicznej skorupy i sięgających jej stropu. Oddziaływanie intruzji na skały otaczające może być przyczyną wzrostu podatności magnetycznej skał krystalicznych, będących źródłem regionalnych anomalii

magnetycznych charakteryzujących brzeżną, obniżoną część kratonu. Możliwość występowania zasadowych intruzji w krystalicznym kompleksie skorupy na tym obszarze potwierdzają badania grawimetryczne i głębokie badania sejsmiczne, a także hipotezy o związku intruzji z neoproterozoicznymi procesami ryftowymi (Nawrocki, Poprawa, 2006; Malinowski i in., 2013).

Anomalie magnetyczne o charakterze lokalnym (fig. 3, 4) towarzyszą podniesionej części kratonu (wyniesienie łukowsko-hrubieszowskie), odzwierciedlając elementy budowy geologicznej (morfologia, tektonika, petrologia) podłoża krystalicznego. Intensywne anomalie magnetyczne (zrąb Łukowa), będące przedłużeniem pasma anomalii białorusko-bałtyckiej strefy granulitowej, sąsiadują z obszarem słabych anomalii magnetycznych zapadliska włodawskiego. Zapadlisko to przecina kontynuującą się z obszaru Białorusi strefa centralnego białoruskiego szwu, łącząca dwa segmenty wschodnioeuropejskiego kratonu – Fennoskandii i Sarmacji. Strefę tę charakteryzują obniżone podatności magnetyczne skał górnej części kompleksu krystalicznego (fig. 14). Kontynuacja strefy centralnego białoruskiego szwu (CBSZ) w kierunku południowo-zachodnim (obniżona brzeżna część kratonu), jak również wyniki interpretacji anomalii pól potencjalnych (fig. 14, 17) sugerują możliwość podziału kratonicznego fragmentu południowo-wschodniej Polski na część północno-zachodnią i południowo-wschodnią.

Ważną cechą anomalii pól potencjalnych części kratonicznej południowo-wschodniej Polski jest ich wzajemna korelacja. Dotyczy ona zgodności w lokalizacji obszarów występowania dodatnich anomalii magnetycznych i ich transformacji (fig. 2, 5) oraz dodatnich resztkowych anomalii siły ciężkości (fig. 7, 8). Prawidłowość ta występuje na obszarze wyniesienia łukowsko-hrubieszowskiego. W obniżonej części kratonu (rów lubelski, podniesienie radomsko-kraśnickie) resztkowe anomalie siły ciężkości wyznaczają potwierdzoną metodą sejsmiki refleksyjnej i licznymi wierceniami obecność struktur paleozoicznych i towarzyszących im nieciągłości. Występująca na tym obszarze dodatnia korelacja resztkowych anomalii siły ciężkości (fig. 7, 8) z anomaliami pionowych pochodnych pola magnetycznego (fig. 5) może wskazywać na wpływ sięgających stropu podłoża krystalicznego, zmienionych metamorficznie skał krystalicznych na elementy budowy tektonicznej pokrywy osadowej.

Skorupa krystaliczna obszaru TESZ charakteryzuje się słabymi właściwościami magnetycznymi (fig. 14). Nieliczne anomalie magnetyczne (fig. 2, 5) związane ze strukturą krystalicznej skorupy nie wykazują widocznej korelacji z resztkowymi anomaliami siły ciężkości, odzwierciedlającymi elementy budowy geologicznej pokrywy osadowej. Wyjątkiem jest wykazująca dodatnią korelację, zlokalizowana w południowo-zachodniej części obszaru, anomalia Jordanowa oraz różniące się źródłami pochodzenia dodatnie anomalie magnetyczne tektonicznej strefy Kraków–Lubliniec, z którymi w ujemnej (co do znaku) korelacji pozostają ujemne resztkowe anomalie siły ciężkości (fig. 5, 7).

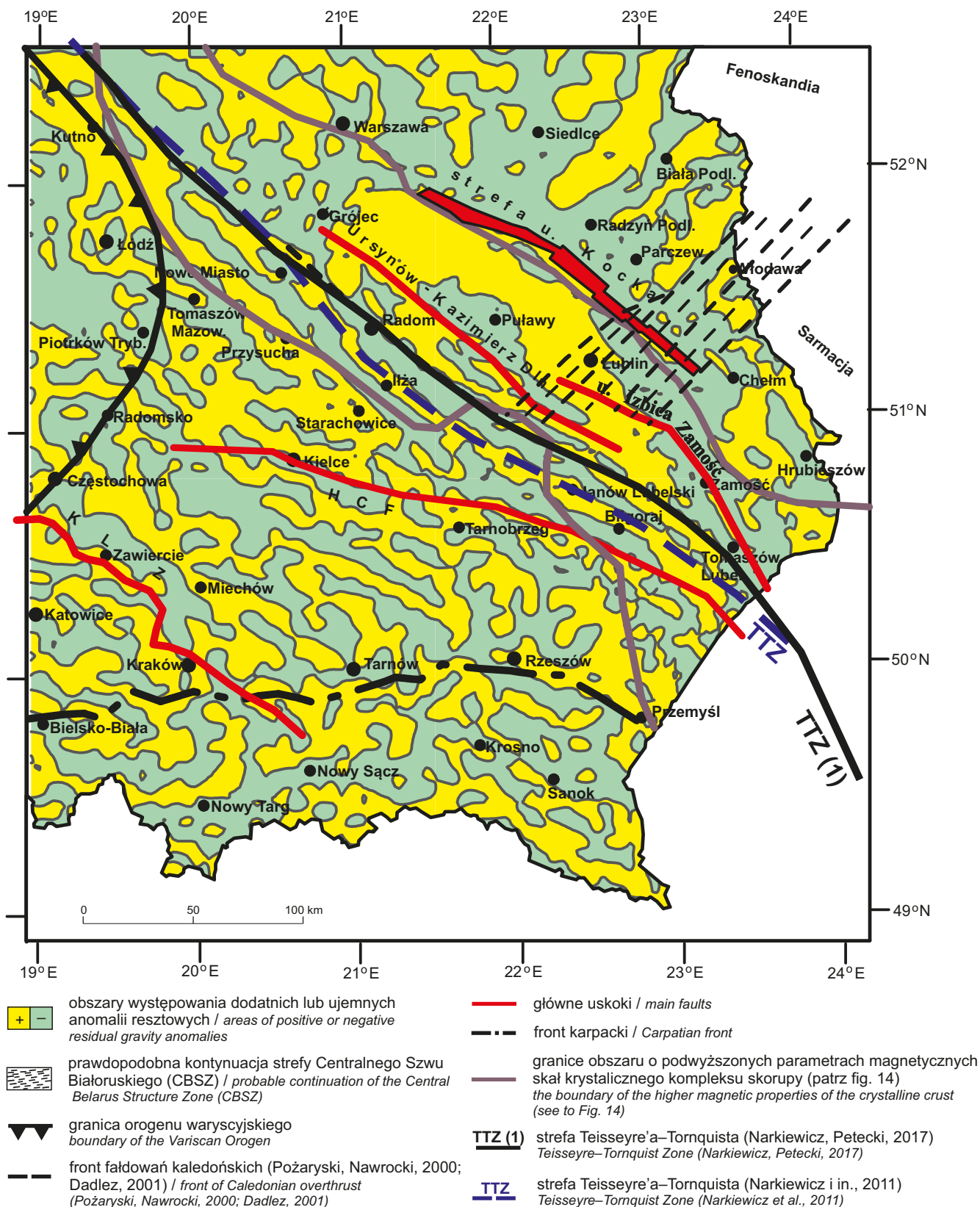


Fig. 17. Elementy budowy tektonicznej południowo-wschodniej Polski (Narkiewicz, 2007) na tle mapy resztkowych anomalii siły ciężkości (patrz fig. 8)

KLZ – strefa tektoniczna Kraków–Lubliniec, HCF – uskok świętokrzyski

Elements of the tectonic structure of southeastern Poland (Narkiewicz, 2007) on the background of the residual gravity map (see Fig. 8)

KLZ – Kraków–Lubliniec tectonic zone, HCF – Holy Cross fault

Przedstawiony w formie szkicu trójwymiarowy model magnetyczny krystalicznego kompleksu skorupy południowo-wschodniej Polski (fig. 14) wraz z określoną na podstawie danych geologicznych lokalizacją strefy TTZ (Narkiewicz i in., 2011) mogą stanowić podstawę dla geofizyczno-geologicznej charakterystyki krawędziowej strefy kratonu wschodnioeuropejskiego.

Wyznaczony na podstawie danych geologicznych (Krzywiec i in., 2009; Narkiewicz, 2011) przebieg TTZ wpisuje się w obraz reszkowych anomalii siły ciężkości (fig. 7, 8). Przebieg TTZ pokrywa się z pasmem dodatnich anomalii reszkowych (fig. 7, 8, 17), odpowiadających jurajsko-dewońskimi strukturalnym, intruzji zasadowych skał magmowych Iłży i staropaleozoicznemu zrębowi Janowa Lubelskiego–Biłgoraja. Pasmu temu towarzyszą strefy transformowanych dodatnich anomalii magnetycznych (fig. 5).

Analiza map anomalii pól potencjalnych (fig. 2, 5, 7, 8) oraz wyniki modelowań magnetycznych (fig. 11, 12, 14) pozwalają stwierdzić, że krawędziowej północno-zachodniej części kratonu, którego krystaliczny kompleks skorupy wykazuje podwyższone właściwości magnetyczne, towarzyszą przejawy zaburzeń tektonicznych, występujących w pokrywie osadowej, niekiedy zakorzenionych w podłożu. Należą do nich w północno-zachodniej części kratonu: obcięta uskokiem Skrzynna struktura Przysucha–Starachowice, uskoki Radom–Kraśnik, towarzyszący strefie Nowe Miasto–Iłża, a także strefa nasunięć kaledońskich w rejonie Radomia (fig. 17). W części południowo-wschodniej lokalizacja TTZ nie pokrywa się z wyznaczonym, w procesie interaktywnego modelowania magnetycznego, brzegiem krystalicznego kompleksu skorupy, charakteryzującego się właściwościami magnetycznymi.

Podziękowania. Autorzy przekazują wyrazy podziękowania mgr Zdzisławowi Medoń za opracowanie graficzne prezentowanej pracy.

W artykule wykorzystano wyniki prac wykonanych w ramach Projektu Badawczego KBN No. 5 T12B 044 24. Raport merytoryczny (2003–2005).

LITERATURA

- BAKUN-CZUBAROW N., BIAŁOWOLSKA A., FEDORYSHYN Y., 2000 – Petrology, Geochemistry and geotectonic setting of the Precambrian basalts of Volyn. *W: Joint Meeting of EUROPROBE (TESZ) and PACE Project. Abstracts Volume, Pol. Acad. Sci, Pol. Geol. Inst. Ass. Oil & Gas Ind. Eng.: 4–5.*
- BERTHELSEN A., 1993 – Where different geological philosophies meet: the Trans-European Suture Zone. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sc., 255, A-20: 19–31.*
- BETLEJ K., GADOMSKA B., GORCZYŃSKI L., GUTERCH A., MIKOŁAJCZAK A., UCHMAN J., 1967 – Deep seismic soundings on the profile Starachowice – Radzyń Podlaski. *W: Selected problems of upper mantle investigations in Poland. Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sc., 14: 41–46.*
- BOGDANOVA S.V., GORBATSCHEV R., STEPHENSON R.A., GUTERCH A., 2001 – EUROBRIDGE: Palaeoproterozoic accretion of Fennoscandia and Sarmatia. *Tectonophysics, 339: 67–92.*
- BOGDANOVA S.V., GORBATSCHEV R., GRAD M., JANIK T., GUTERCH A., KOZLOVSKAYA E., MOTUZA G., SKRIDLAITE G., STAROSTENKO V., TARAN L., EUROBRIDGE and POLONAISE Working Groups, 2006 – EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. *W: European Lithosphere Dynamics. (red. D.G. Gee, R.A. Stephenson). Geol. Soc. Lond., Memoirs, 32: 599–625.*
- BOGDANOVA S., GORBATSCHEV R., SKRIDLAITE G., SOESO A., TARAN L., KURLOVICH D., 2015 – Trans-Baltic Palaeoproterozoic correlations towards the reconstruction of supercontinent Columbia/Nuna. *Precambrian Research, 259: 5–33.*
- BOJDYS G., 1999 – Program komputerowy do 2D modelowania magnetycznego. Arch. Kat. Geof. WGGiOŚ AGH, Kraków.
- BOJDYS G., 2003 – Program komputerowy do 3D modelowania magnetycznego i grawimetrycznego. Arch. Kat. Geof. WGGiOŚ AGH, Kraków.
- BOJDYS G., GRABOWSKA T., 1999 – Rola pokrywy osadowej w kształtowaniu obrazu anomalii siły ciężkości obszaru lubelskiego. *Geol. AGH, 25, 1: 25–43.*
- BOJDYS G., GRABOWSKA T., MEDOŃ Z., 2008 – Dwuwymiarowe modelowania grawimetryczne w polskich Karpatach Zachodnich. *Geol. AGH, 34, 2: 147–170.*
- BRONOWSKA E., BUJNOWSKI W., GROBELNY A., 1972 – Mapa Grawimetryczna Polski, anomalie Bouguera, skala 1 : 500 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- BUŁA Z., 2000 – Dolny paleozoik Górnego Śląska i zachodniej Małopolski. *Pr. Państw. Inst. Geol., 171.*
- BUŁA Z., JACHOWICZ M., ŻABA J., 1997 – Principal characteristics of the Upper Silesian Block and Małopolska Block border zone (Southern Poland). *Geol. Mag., 134, 5: 66–77.*
- BURIANOW W.B., GORDIENKO W.W., ZAGORODNAJA O.W., KULIK S.N., ŁOGWINOW I.M., 1985 – Geofizyczna model tektonosfery Ukrainy. Naukova Dumka, Kijów.
- CZERWIŃSKI T., FLOREK L., KLITYŃSKI W., STEFANIUK M., 2003 – Wyniki regionalnych badań magnetotellurycznych z zachodniej części Karpat Polskich. *W: Badania magnetotelluryczne w Karpatach 1997–2003: materiały seminaryjne. Kraków, 18 listopada 2003 r.: 15–17. AGH, Kraków.*
- DĄBROWSKI A., 1971a – Badania magnetyczne w Polsce dla potrzeb regionalnego rozpoznania geologicznego. *Rocz. Pol. Tow. Geol., 41, 2: 409–416.*
- DĄBROWSKI A., 1971b – Własności fizyczne skał obniżenia podlaskiego. *Kwart. Geol., 15, 2: 441–464.*
- DĄBROWSKI A., KARACZUN K., 1958 – Mapa magnetyczna Polski w skali 1 : 2 000 000. *Biul. Inst. Geol., 137.*
- DĄBROWSKI A., KARACZUN K., KARACZUN M., 1981 – Południowo-zachodni brzeg platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce w świetle wyników badań magnetycznych. *Prz. Geol., 29, 8: 415–419.*
- DADLEZ R., 1982 – Permian-Mesozoic tectonics versus basement fractures along Teisseyre–Tornquist zone in the territory of Poland. *Kwart. Geol., 26, 2: 273–284 [in Polish with English summary].*
- DADLEZ R., 2001 – Holy Cross Mts area – crustal structure, geophysical data and general geology. *Geol. Quart., 45, 2: 99–106.*
- DADLEZ R., GRAD M., GUTERCH A., 2005 – Crustal structure below the Polish Basin: is it composed of proximal terranes derived from Baltica? *Tectonophysics, 411, 1–4: 111–128.*
- DEPOWSKI S., ŻELICHOWSKI A.M. (red.), 1969 – Ropoznawczość obszaru lubelskiego na tle budowy geologicznej (opracowanie zespołowe). *Pr. Geostruktur. Inst. Geol.: 1–208.*

- DZIEWIŃSKA L., PETECKI Z., 2004 – Kompleksowa interpretacja badań geofizycznych północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Instr. Met. Bad. Geol.*, **58**: 1–107.
- GARETSKY R.G., KARATAYEV G.I., 2011 – A tectonogeodynamic model for the junction zone between the Fennoscandian and Sarmatian segments of the East European Platform. *Russ. Geol. Geophys.*, **52**, 10: 1228–1235.
- GRABOWSKA T., 1978 – Korelacja anomalii grawimetrycznych i magnetycznych z budową geologiczną centralnej części obszaru lubelskiego. *Zesz. Nauk. AGH, Geologia*, **26**: 1–62.
- GRABOWSKA T., BOJDYS G., 2001 – The border of the East-European Craton in South-Eastern Poland based on gravity and magnetic data. *Terra Nova*, **13**, 2: 92–98.
- GRABOWSKA T., BOJDYS G., BIELIK M., CSICSAY K., 2011 – Density and magnetic models of the lithosphere along CELEBRATION 2000 profile CEL 01. *Acta Geoph. Pol.*, **59**, 3: 526–560.
- GRABOWSKA T., BOJDYS G., DOLNICKI J., 1998 – Three-dimensional density model of the Earth's crust and the Upper mantle for the area of Poland. *J. Geodyn.*, **25**, 1: 5–34.
- GRABOWSKA T., BOJDYS G., LEMBERGER M., zespół pracowników AGH, 1995 – Struktura skorupy ziemskiej wybranych rejonów Polski w świetle interpretacji anomalii grawimetrycznych i magnetycznych. Arch. AGH, Kraków [manuskrypt].
- GRABOWSKA T., BOJDYS G., LEMBERGER M., PETECKI Z., zespół pracowników AGH, 2003–2005 – Interpretacja anomalii magnetycznych ΔT południowo-wschodniej Polski – trójwymiarowy magnetyczny model skorupy ziemskiej. Arch. AGH, Kraków [manuskrypt].
- GRABOWSKA T., PERCHUĆ E., 1985 – Gravimetric-seismic model of the Earth's crust in the region of southeastern Poland. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sc.*, **175**, A-16: 43–56.
- GRABOWSKA T., BOJDYS G., LEMBERGER M., MEDOŃ Z., 2007 – Geofizyczno-geologiczna interpretacja anomalii grawimetrycznych i magnetycznych w Polskich Karpatach Zachodnich. *Geol. AGH*, **33**, 4–1: 103–126.
- GRAD M., JANIK T., GUTERCH A., ŚRODA P., CZUBA W., EUROBRIDGE' 94–97, POLONAISE'97 and CELEBRATION 2000 Seismic Working Groups, 2006 – Lithospheric structure of the western part of the east European Craton investigated by deep seismic profiles. *Geol. Quart.*, **50**, 1: 9–22.
- GRADZIŃSKI R., 1972 – Przewodnik geologiczny po okolicach Krakowa. Wydaw. Geol., Warszawa.
- GRZYWACZ J., NIEDZIÓŁKA T., zespół pracowników Przedsiębiorstwa Poszukiwań Geofizycznych w Warszawie, 1969 – Opracowanie badań geofizycznych wykonanych do 1967 r. na obszarze Lubelszczyzny. Arch. PPG., Warszawa [manuskrypt].
- GUTERCH A., PAJCHEL J., PERCHUĆ E., 1975 – Badania struktury skorupy ziemskiej metodą głębokich sondowań sejsmicznych wzdłuż profilu LT–3 (Terespol–Staszów). Dokumentacja Instytutu Geofizyki PAN. Arch. Inst. Geofiz. PAN, Warszawa.
- GUTERCH A., MATERZOK R., KOWALSKI J.T., TOPORKIEWICZ S., 1976 – Struktura skorupy ziemskiej i dolnej litosfery wzdłuż VIII profilu międzynarodowego GSS na obszarze Polski w świetle wyników badań wykonanych w latach 1973–1976. Dokumentacja Instytutu Geofizyki PAN. Arch. Inst. Geofiz. PAN, Warszawa.
- GUTERCH A., 1977 – Structure and physical properties of the Earth's crust in Poland in light of data of DSS. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sc.*, **115**, A-4: 347–357.
- GUTERCH A., GRAD M., MATERZOK R., PERCHUĆ E., 1986 – Deep structure of the Earth's crust in the contact zone of the Palaeozoic and Precambrian Platforms in Poland (Tornquist-Teisseyre zone). *Tectonophysics*, **128**: 251–279.
- JANIK T., GRAD M., GUTERCH A., CELEBRATION Working Group., 2009 – Seismic structure of the lithosphere between the East European Craton and the Carpathians from the net of CELEBRATION 2000 profiles in SE Poland. *Geol. Quart.*, **53**, 1: 141–158.
- KARWASIECKA A.M., BRUSZEWSKA B., 1997 – Density of the surface heat flow in the area of Poland. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa [niepubl.].
- KOWALCZEWSKI Z., 1998 – Ewolucja tektoniczna strefy dyslokacyjnej Rusinowa–Lubieni w świetle wyników głębokich wiercen geologicznych Ostałów 1 i Ostałów PIG 2. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **54**, 6: 107–110.
- KOWALCZEWSKI Z., 2002 – Late Palaeozoic-Mesozoic development of the Skrzynno Fault (northeastern border of the Holy Cross Mts.). *Geol. Quart.*, **46**, 3: 281–291.
- KOZLOVSKAYA E., TARAN L.N., YLINIEMI J., GIESE R., KARATAYEV G.I., 2002 – Deep structure of the crust along the Fennoscandia–Sarmatia Junction Zone (central Belarus): results of a geophysical–geological integration. *Tectonophysics*, **358**, 1–4: 97–120.
- KRÓLIKOWSKI C., 2006 – Crustal-scale complexity of the contact zone between the Palaeozoic Platform and the East European Craton in the NW Poland. *Geol. Quart.*, **50**, 1: 33–42.
- KRZEMIŃSKI L., KRZEMIŃSKA E., PETECKI Z., 2014 – Mapa geologiczna podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej – podsumowanie projektu badawczego. *Prz. Geol.*, **62**, 6: 288–289.
- KRZYWIEC P., GUTOWSKI J., WALASZCZYK I., WRÓBEL G., WYBRANIEC S., 2009 – Tectonostratigraphic model of the Late Cretaceous inversion along the Nowe Miasto-Zawichost Fault Zone, SE Mid-Polish Trough. *Geol. Quart.*, **53**, 1: 27–48.
- KUBICKI S., RYKA W., 1982 – Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej w skali 1 : 500 000. Wydaw. Geol., Warszawa.
- MALINOWSKI M., ŻELAŻNIEWICZ A., GRAD M., GUTERCH A., JANIK T. and CELEBRATION 2000 Working Group., 2005 – Seismic and geological structure of the crust in the transition from Baltica to Palaeozoic Europe in SE Poland – CELEBRATION 2000 experiment, profile CEL 02. *Tectonophysics*, **401**: 55–77.
- MALINOWSKI M., GUTERCH A., NARKIEWICZ M., PROBULSKI J., MAKSYM M., MAJDAŃSKI M., ŚRODA P., CZUBA W., GACZYŃSKI E., GRAD M., JANIK T., JANKOWSKI L., ADAMCZYK A., 2013 – Deep seismic reflection profile in Central Europe reveals complex pattern of Paleozoic and Alpine accretion at the East European Craton margin. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 15: 3841–3846.
- MALINOWSKI M., GUTERCH A., NARKIEWICZ M., PETECKI Z., JANIK T., ŚRODA P., MAKSYM A., PROBULSKI J., GRAD M., CZUBA W., GACZYŃSKI E., MAJDAŃSKI M., JANKOWSKI L., 2015 – Geophysical constraints on the crustal structure of the East European Platform margin and its foreland based on the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *Tectonophysics*, **653**: 109–126.
- MAŁOSZEWSKI S., 1956 – Wybitna anomalia magnetyczna w Karpatach w okolicach Jordanowa. *Prz. Geol.*, **4**, 6.
- MITURA F., KOZIKOWSKI H. (red.), 1967 – Zagadnienia strukturalne i geochemiczne regionu lubelsko-nadbużańskiego w świetle perspektyw ropo- i gazonośności. *Pr. Inst. Nafty i Gazu*.

- MIZERSKI S., 1995 – Geotectonic evolution of the Holy Cross Mts in central Europe. *Biul. Państ. Inst. Geol.*, **372**: 5–44.
- NARKIEWICZ M., 2007 – Development and inversion of Devonian and Carboniferous basins in the eastern part of the Variscan foreland (Poland). *Geol. Quart.*, **51**, 3: 231–256.
- NARKIEWICZ M., GRAD M., GUTERCH A., JANIK T., 2011 – Crustal seismic velocity structure of southern Poland preserved memory of a pre-Devonian terrane accretion at the East European Platform margin. *Geol. Mag.*, **148**, 2: 191–210.
- NARKIEWICZ M., JAROSIŃSKI M., KRZYWIEC P., WAKSMUNDZKA M.I., 2007 – Regionalne uwarunkowania rozwoju i inwersji basenu lubelskiego w dewonie i karbonie. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **422**: 19–34.
- NARKIEWICZ M., MAKSYMA, MALINOWSKI M., GRAD M., GUTERCH A., PETECKI Z., PROBULSKI J., JANIK T., MAJDAŃSKI M., ŚRODA P., CZUBA W., GACZYŃSKI E., 2015 – Transcurrent nature of the Teisseyre–Tornquist Zone in Central Europe: Results of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *Int. J. Earth Sci.*, **104**: 775–796.
- NARKIEWICZ M., PETECKI., 2017 – Basement structure of the Paleozoic Platform in Poland. *Geol. Quart.*, **61**, 2: 502–520.
- NAWROCKI J., POPRAWA P., 2006 – Development of Trans – European Suture Zone in Poland: from Ediacaran rifting to Early Palaeozoic accretion. *Geol. Quart.*, **50**, 1: 59–76.
- PASHKEVICH I.K., PECHERSKY D.M., GORODNICKY A.M., WALIASHKO G.M., 1994 – Magnitnyje anomalie. W: Petro-magnetic model of the lithosphere (red. D.M. Pechersky). Naukova Dumka: 1–175 [in Russian].
- PAWŁOWSKI S., 1947 – Anomalie magnetyczne w Polsce. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **44**.
- PAWŁOWSKI S., 1953 – Badania magnetyczne w latach 1941–1944. *Biul. Inst. Geol.*
- POPRAWA P., PACZEŚNA J., 2002 – Rozwój ryftu w późnym neoproterozoiku–wczesnym paleozoiku na lubelsko–podlaskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego – analiza sub-sydencji i zapisu facjalnego. *Prz. Geol.*, **50**, 1: 49–63.
- POŻARYSKI W., 1970 – Powierzchnia skonsolidowanego podłoża. *Geofiz. Geol. Naft.*, 3/4: 159–160.
- POŻARYSKI W., 1997 – Tektonika powarysejska obszaru świętokrzysko-lubelskiego. *Prz. Geol.*, **45**, 12: 1265–1270.
- POŻARYSKI W., NAWROCKI J., 2000 – Struktura i lokalizacja brzegu platformy wschodnioeuropejskiej w Europie Środkowej. *Prz. Geol.*, **48**, 8: 703–706.
- POŻARYSKI W., TOMCZYK H., 1993 – Przekrój geologiczny przez Polskę południowo-wschodnią. *Prz. Geol.*, **41**, 10: 687–695.
- SEMENOV V.Yu., JANKOWSKI J., ERNST T., JÓZWIĄK W., PAWLISZYN J., LEWANDOWSKI M., 1998 – Electromagnetic soundings across the Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Geoph. Pol.*, **46**, 2: 171–184.
- SIMONENKO T.N., PASHKEVICH I.K. (red.), 1990 – Magnetic anomaly map of Europe, scale 1:5 000 000. Academy of Sciences of the Ukrainian SSR, S.I. Subbotin Institute Geophysics, G.V. Plekhanow Mining Institute, Leningrad Moskwa.
- SPECTOR A., GRANT F. S., 1970 – Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, **35**, 2: 293–302.
- STAROSTENKO V., JANIK T., KOLOMIYETS K., CZUBA W., ŚRODA P., GRAD M., KOVACS I., STEPHENSON R., LYSYNCHUK D., THYBO H., ARTEMIEVA I.M., OMELCHENKO V., GINTOV O., KUTAS R., GRYN D., GUTERCH A., HEDEGUS E., KOMMINAHO., LEGOSTAIEVA O., TIIRA T., TOLKUNOV A., 2013 – Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE cross the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, **608**: 1049–1072.
- STUPNICKA E., 1997 – Geologia regionalna Polski: 133–153. Wydaw. UW, Warszawa.
- ŚRODA P., CZUBA W., GRAD M., GUTERCH A., TOKARSKI A., JANIK T., RAUCH M., KELLER G.R., HEGEDUS E., VOZAR J., CELEBRATION 2000 Working Group, 2006 – Crustal structure of the Western Carpathians from CELEBRATION 2000 profiles CEL 01 and CEL 04 seismic models and geological implication. *Geophys. J. Int.*, **167**, 2: 737–760.
- TEISSEYRE W., 1893 – Całokształt płyty paleozoicznej Podola galicyjskiego. *Kosmos*, **18**: 319–336.
- TORNQUIST A., 1908 – Die Feststellung des Sudwestrandes des baltisch – russischen Shieldes und die geotektonische Zugehörigkeit der ost – preussischen Scholle. *Schriften Phys. Oekonomischen Gesellschaft, Königsberg*, **49**, 1: 1–12.
- WOJAS A., 1975 – Dokumentacja badań refrakcyjnych. Temat: Rów Lubelski i Podniesienie Łukowsko-Hrubieszowskie, profil 8R74 [maszynopis].
- ZNOSKO J., 1970 – Pozycja tektoniczna obszaru Polski na tle Europy. *Biul. Inst. Geol.*, **251**.
- ZNOSKO J., 1975 – Jednostki tektoniczne Polski na tle tektoniki Europy. *Biul. Inst. Geol.*, **252**.
- ZNOSKO J., 1979 – Teisseyre–Tornquist tectonic zone: some interpretative implications of recent geological and geophysical investigations. *Acta Geol. Pol.*, **29**, 4: 365–382.
- ŻABA J., 1994 – Mezoskopowe struktury kwiatowe w dolnopaleozoicznych utworach NE obrzeżenia GZW – rezultat transpresyjnego ścinania w strefie dyslokacyjnej Kraków–Myszków (Hamburg–Kraków). *Prz. Geol.*, **42**, 8: 643–648.
- ŻABA J., 1995 – Uskoki przesuwcze strefy krawędziowej bloków górnośląskiego i małopolskiego. *Prz. Geol.*, **43**, 10: 838–842.
- ŻABA J., 1996 – Późnokarbońska aktywność przesuwcza strefy granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego. *Prz. Geol.*, **44**, 2: 173–180.
- ŻABA J., 1999 – Ewolucja strukturalna utworów dolnopaleozoicznych w strefie granicznej bloków Górnośląskiego i Małopolskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **166**.
- ŻELICHOWSKI A.M., 1972 – Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. *Biul. Inst. Geol.*, **263**: 1–97.
- ŻELICHOWSKI A.M., KOZŁOWSKI S., 1983 – Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego w skali 1 : 500 000. Wydaw. Geol., Warszawa.
- YEGOROVA T.P., STAROSTENKO V.I., KOZLENKO V.G., YLI-NIEMI J., 2004 – Lithosphere structure of the Ukrainian and Pripjat Trough in the region of EUROBRIDGE-97 (Ukraine and Belarus) from gravity modeling. *Tectonophysics*, **381**: 29–59.

SUMMARY

This monograph is devoted to the magnetic and gravimetric research of the crystalline basement of Southeastern Poland. This area is located between the East European Craton (EEC), Paleozoic and Mesozoic of Western Europe and the Carpathian Mountains (Fig. 1). It has been shown that maps of the magnetic field anomalies (Figs. 2 and 3) and their transformations (Figs. 4, 5 and 6) as well as the residual gravity anomalies (Figs. 7 and 8) indirectly reflect characteristic features of the geological structure of that part of Poland. A comprehensive analysis has been carried out in terms of the total magnetic intensity anomaly map ΔT , including the marginal part of the craton and the Łysogóry–Radom, Małopolska, and Upper Silesia blocks which were connected to it in the early Paleozoic era. These blocks constitute the foreland of the Variscan Orogen and are located in the Trans–European Suture Zone (TESZ), divided from the East European Craton (EEC) by the Teisseyre–Tornquist Zone (TTZ) (Fig. 1).

The geophysical and geological interpretation of the total magnetic intensity anomaly map ΔT (Figs. 2 and 3) and the transformed magnetic anomaly maps (Figs. 4 and 5), are consistent with the structure of the crystalline basement, depth of its occurrence and its petrology. This is best evidenced by the magnetic anomalies of the Łuków–Hrubieszów uplift (Figs. 3 and 4), which consists of a number of subordinate tectonic units. The base of the uplifted fragment called the Łuków horst has been best recognized by drillings and consists of rocks of various magnetic properties. This tectonic unit is build up with basic rocks and it is the source of strong positive magnetic anomalies (Figs. 2, 3 and 4) and gradient zones with their lineation perpendicular to the edge of the craton. The Łuków horst continuous into the northeastern direction forming in the Belarus area the Belarusian–Baltic granulite belt (BBGB). This belt adjoins from the southeastern direction the central Belarusian Suture Zone (CBSZ) (Garetsky and Karatayev, 2011), of which the southwestern part is located within the Włodawa depression and probably reaches the lower, marginal part of the EEC (Figs. 14 and 17).

The magnetic anomalies (Fig. 2) of the marginal, lowered part of the EEC in Southeastern Poland have a regional character (Figs. 10 and 16), while the magnetic anomalies of craton area have a local character (Fig. 5).

The former reflects the diversification of the magnetic properties of the crystalline basement (Fig. 14), and the latter correlates with the residual gravity anomalies (Figs. 7 and 8), of which the best example is visible in the area of the Łuków–Hrubieszów uplift. An important component of the magnetic anomalies ΔT image of Southeastern Poland is the horizontal gradient that constitutes the southern fragment of the regional magnetic gradient zone and runs across Poland from NW to SE. It is widely accepted that this gradient is related to the southwestern border of the East European Craton (Teisseyre, 1893; Tornquist, 1908; Pawłowski, 1947, 1953; Dąbrowski, Karaczun, 1958; Dąbrowski, 1971), which determines the

Teisseyre–Tornquist Zone. This zone is characterized by deep tectonic fractures (Znosko, 1970, 1975), and forms the north-eastern border of the Trans–European Suture Zone.

The pattern of magnetic anomalies of the Trans–European Suture Zone is dominated by a fragment of a regional magnetic depression (Fig. 2), which includes a significant part of the Małopolska Block together with the Holy Cross Mountains. The local magnetic anomalies (Fig. 6) are caused by basic volcanic rocks. The regional depression area is separated from the magnetic depression of the Western Carpathian Mountains by a parallel belt of some weak positive magnetic anomalies (Rzeszów–Tarnów) (Figs. 2, 10 and 16). This belt continues into the west assuming the role of a regional background for the local positive magnetic anomalies of the Kraków–Lubliniec tectonic zone.

An important source of information concerning the local magnetic anomalies is the map of vertical derivative anomalies ΔT (Fig. 5) that eliminates the regional elements (gradient, depression) of the magnetic field. In the craton areas in which positive vertical derivative anomalies ΔT occur, they show a correlation with areas of positive residual gravity anomalies (Figs. 7 and 8).

The qualitative interpretation of the magnetic anomalies has been confirmed by the two and three-dimensional modeling (2D and 3D). The modeling process has been preceded by a spectral analysis (power spectrum) of the magnetic anomalies and an initial assessment of the depth at which the anomalies occur (Fig. 9). The analysis also indicated the regional component of the anomalous magnetic field (Fig. 10).

The 2D magnetic models of the crystalline basement have been created across the CEL 01 and CEL 05 seismic profiles (Fig. 2) in the course of interactive modeling (Bojdys, 1999) on the basis of integration of the results of the deep seismic research in terms of the CELEBRATION 2000 project, the results of the spectral analysis, and the data on the magnetic parameters of rocks made available through drillings. The magnetic model of the crystalline basement on the CEL 01 profile (Fig. 11) explains the possible cause of the positive regional magnetic anomaly including the northern part of the Lublin graben and the Radom–Kraśnik uplift, along with the northeastern fragment of the Łysogóry–Radom Block. These anomalies are probably caused by a great intrusion of rocks (reaching the roof of the crystalline basement and rooted in its bottom) of a higher magnetic susceptibility ($\kappa = 62.5 \times 10^{-3}$ SI) (Fig. 11). These anomalies are corresponding with the high velocity body (HBV) identified on the seismic profile in terms of higher P – wave velocities ($V_p = 6.9 - 7.2$ km/s) (Janik *et al.*, 2009).

The positive regional magnetic anomaly of Janów–Biłgoraj which northern fragment is crossed by the CEL 05 profile (Fig. 2) in the light of 2D modeling (Fig. 12), may be related to the presence of rocks possessing a higher susceptibility ($\kappa = 50 \times 10^{-3}$ SI), and reaching the roof of the crystalline basement. This result is consistent with the outline of the crystalline basement interpreted on seismic profile (Grad *et al.*, 2006).

Three-dimensional magnetic model of the crystalline basement has been performed utilizing our own software (Bojdys, 2003). For this purpose the sources of magnetic anomalies were assumed in the basement that was treated as a set of vertical prisms with polygon bases. The roof and bottom of the basement, treated as magnetically active layers, have been defined on the bases of seismic data (CEL 01–CEL 05 profiles) (Fig. 13) as well as geothermic and geological data. Based on the pattern of magnetic anomalies (Fig. 2), the Southeastern Poland has been subdivided into three segments I, II, III (Fig. 14). Boundaries of these segments are defined by the gradient zones, which indicate an abrupt increase of the depth of the magnetically active basement.

Furthermore, the magnetically active layer (the basement) has been subdivided into two parts: a top one, reaching the depth of 25 km, and a bottom one forming the remaining part of the crystalline crust.

In the modeling process, magnetization values and the geometry (models) of the magnetically active layers, were modified in all of the three areas (segments) in order to reach an accordance of the calculated magnetic effects with the observed magnetic anomalies.

The sketch-map in figure 14 shows a projection of the model's vertical elements onto the horizontal surface.

The roof of model overlaps the roof of the crystalline basement (presented in the sketch for of an isoline).

The bottom surface of the model, on the other hand, corresponds with the bottom of the magnetically active layer (the Moho boundary).

Magnetization values generated during the 3D modeling process, recalculated to magnetic susceptibility values of the model's vertical elements, have been presented as fractions. The nominators represent the susceptibility values of the crystalline basement in the following range of depth; roof of the crystalline basement – 25 km depth, while the denominators represent the susceptibility values in the range between 25 km depth and the bottom boundary of the magnetically active layer (the Moho boundary).

An area of magnetic depression represents an exception, where in the course of modeling the boundary between the top and bottom part of the crystalline basement has been lowered to the depth of 37 km.

In order to avoid unwanted effects of the approximation of the crystalline basement model with a set of vertical prisms, which edges generate additional local magnetic effects, calculations of magnetic effects were carried out at an appropriately selected height (5 km). The image of the magnetic effect (Fig. 15), corresponding with the magnetic 3D model of the basement (Fig. 14) to a large degree conforms with the map of magnetic anomalies ΔT , analytically continued to the height of 5 km (Fig. 16). The visible similarity of both maps (Figs. 15 and 16) has been regarded as a confirmation of the correctness of the magnetic 3D model of the crystalline basement.

The results of the conducted research may be summarized as follows:

1. Fundamental differences, in terms of magnetic properties and the structure of the crystalline basement between the EEC and the adjoining TESZ have been made evident.
2. Utilizing the magnetic modeling method, the relation between the regional horizontal magnetic gradient and the increase of depth as well as the petrologic changes within the crystalline basement has been confirmed.
3. The thesis of the presence of great mafic intrusions, related to the Neoproterozoic rifting in the marginal part of the craton of Southeastern Poland has been made plausible.
4. The correlation between the positive transformed magnetic anomalies and the positive residual gravity anomalies in the area of the EEC has been proven.
5. The southwestern boundary of the EEC, previously established on geological grounds, has been documented in the crystalline basement utilizing magnetic and gravimetric methods in terms of the pattern of positive residual gravity anomalies accompanied by a wide zones of transformed positive magnetic anomalies.

