

Relacje tektoniczne między synkliną międzygórską a synklinorium kielecko-łagowskim i jednostką łysogórską (Góry Świętokrzyskie)

Ewa Stupnicka*, Rafał Ziółkowski**

Tectonic relationships between the Międzygórz syncline and the Kielce-Łagów Synclinorium or the Łysogóry Unit (Holy Cross Mts, central Poland). Prz. Geol., 49: 901–908.

Summary. The results of geologic studies and microgravimetric measurements performed between Opatów and Sandomierz (eastern part of the Holy Cross Mts) indicate that the Paleozoic rock complexes form two different tectonic units, i.e. the Ordovician–Silurian Międzygórz syncline and the Devonian Karwów monocline. Only the Karwów monocline makes up eastern termination of the Kielce–Łagów Synclinorium. The Międzygórz syncline, located west of the Peławice–Gozdawa fault, plunges under the Devonian rock complex of this Synclinorium. The microgravimetric curve derived from the Kielce–Łagów Synclinorium/the Łysogóry Tectonic Unit boundary does not confirm the presence of steep fault within the Holy Cross Fault. The gradual and gentle lowering of this curve at the Devonian limestones/Cambrian shales boundary backs up the thesis on the sloping Łysogóry Unit overthrust from north to south. Late Tertiary faults cutting Paleozoic rocks formed within older usually Caledonian or Variscan faults.

Key words: tectonics, microgravimetry, Holy Cross Mts, Holy Cross dislocation, Tertiary faults

Synklina międzygórska położona we wschodniej części Gór Świętokrzyskich, między Opatowem a Sandomierzem, stanowi według Samsonowicza (1920, 1934) wschodnią część synklinorium kielecko-łagowskiego. Synklina ta jest utworzona ze skał ordowiku i syluru (Samsonowicz, 1934; Tomczyk, 1954; i in.). Jej oś, o ogólnym kierunku WNW–ESE, ku wschodowi podnosi się stopniowo aż do całkowitego wynurzenia w Kleczanowie. Na zachodzie natomiast skały ordowiku i syluru zanurzają się pod twory dewońskie, które kontynuują się aż do Łagowa, tworząc rozległe synklinorium kielecko-łagowskie. Skały starszego paleozoiku znane są tam albo z wierceń, albo odsłaniają się w nielicznych większych antyklinach, np. w antyklinie Baćkowic, położonej na wschód od Łagowa. Większe odsłonięcia skał sylurskich w synklinorium kielecko-łagowskim znane są dalej na zachód od Kielc (antyklina niewachłowska).

W synklinie międzygórskiej na terenach Międzygórz a Kleczanowa (ryc. 1A), przeprowadzono w szerokim zakresie badania litologii, stratygrafii i tektoniki skał ordowicko-sylurskich (Samsonowicz, 1920, 1934; Tomczyk, 1954; Bednarczyk, 1964, 1966; Turnau-Morawska, 1960; Bielecka, 1969; Stein & Stupnicka, 1996; Bednarczyk & Stupnicka, 2000). Pomimo obecności kilkumetrowej pokrywy lessowej, stosunkowo dobre odsłonięcia występują w kamieniołomach oraz w dolinkach prawobrzeżnych dopływów Opatówki, które przecinają synklinę międzygórską prostopadle do osi. Słabiej zostały zbadane skały paleozoiczne na zachód od Międzygórz. Na szczegółowej mapie geologicznej ark. Sandomierz (Bielecka, 1969) zaznaczono tylko poszczególne odsłonięcia bez interpretacji budowy wgłębnej (poza jednym przekrojem). Pełniejsze opracowanie dotyczące budowy paleozoiku opublikowano dla terenów położonych między Tudorowem a Marcinkowicami (Kowalczewski i in., 1975) (ryc. 1B), gdzie skały kambryjskie jednostki łysogórskiej kon-

taktują bezpośrednio z utworami dewońskimi synklinorium łagowskiego.

Położony pośrodku odcinek terenu, między Międzygórzem a Karwowem (ryc. 1C), gdzie odsłaniają się zarówno skały ordowiku i syluru, jak i skały dewońskie, nie doczekał się dotychczas opracowania, które wyjaśniłoby relacje pomiędzy synkliną międzygórską a synklinorium łagowskim (w szerszym ujęciu synklinorium kielecko-łagowskim).

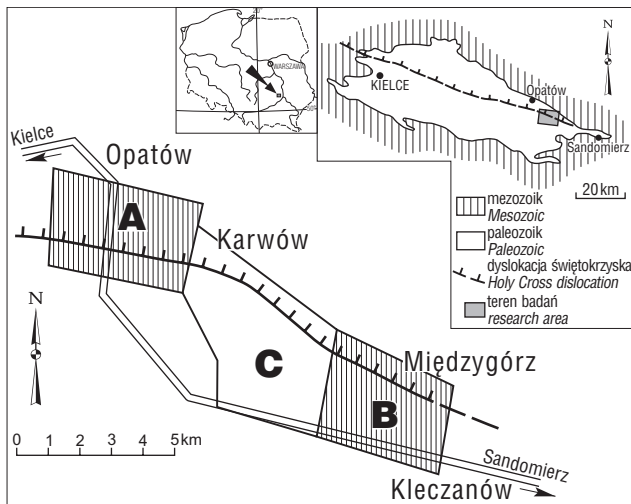
Skały paleozoiczne na odcinku pomiędzy Międzygórzem a Karwowem są słabo odsłonięte. Oprócz warstwy lessów o grubości od kilku do kilkunastu metrów, na północy, na skałach paleozoicznych leżą osady miocenu, oraz miejscami miększe twory czwartorzędowe pochodzenia glacialnego: gliny i piaski fluwioglacjalne. Odsłonięcia skał paleozoicznych występują tylko w nielicznych, głębokich dolinkach Opatówki i jej dopływów oraz w częściowo zapełnionych kamieniołomach.

Terenowe prace geologiczne pomiędzy Międzygórzem a Karwowem przeprowadzono w latach 1996–1997. Wykonano je częściowo z funduszu BW (badań naukowych) Uniwersytetu Warszawskiego, częściowo z funduszy przeznaczonych na prace magisterskie. Obserwacje i prace terenowe oraz badania geofizyczne metodą mikrogravimetryczną umożliwiły, w powiązaniu z wcześniej opublikowanym artykułem dotyczącym budowy synkliny międzygórskiej (Stein & Stupnicka, 1996), wykonanie mapy terenu w skali 1 : 25 000 (ryc. 2), opracowanie przekroju IIa (ryc. 3) oraz przeprowadzenie analizy tektonicznej synkliny międzygórskiej na zachód od Międzygórz a określenie charakteru związku pomiędzy synkliną międzygórską a synklinorium kielecko-łagowskim.

Na zachodzie badanego terenu (ryc. 2) pomiędzy Peławicami a Gozdawą występuje duży uskok, na który zwrócił uwagę w czasie prac kartograficznych J. Samsonowicz (1934). Uskok ten o kierunku NNE–SSW, którego zachodnie skrzydło jest zrzucone w stosunku do skrzydła wschodniego na głębokość kilkuset metrów. Oddziela on wschodnią część terenu, gdzie pod lessem występują skały sylurskie i dolnodewońskie, od części zachodniej, gdzie znajdują się wyłącznie skały środkowo- i górnodewońskie (ryc. 2). Pod warstwą lessu wychodnie skał dewońskich na

*Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

**Zakład Geochronologii Polska Akademia Nauk, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa



Ryc. 1. Położenie terenu badań w stosunku do opracowań opublikowanych wcześniej. A — teren prac Kowalczewskiego i in (1976), B — teren opracowany przez Steina i Stupnicką (1996), C — teren opracowania przedstawiony w niniejszym artykule

Fig. 1. Localization of study area versus previously published reports. A — after Kowalczewski et al. (1976), B — after Stein and Stupnicka (1996), C — in present paper

wschód od uskoku mają szerokość około 2 km, na zachód natomiast rozciągają się na szerokości kilkunastu kilometrów. Utwory ordowiku i syluru kontynuują się na zachód od wymienionego uskoku, ale występują pod zwartą pokrywą skał dewońskich. Znane są one m. in. z wierceń w Ublinku (Michniak & Olkowicz-Paprocka, 1976) wykonanych w odległości około 6 km na zachód od uskoku Pęclawice–Gozdawa.

Wyniki badań przeprowadzonych pomiędzy Międzygórzem a Karwowem

Wyniki kartowania uzyskane metodą mikrograwimetryczną w czasie badań rejonu Międzygórze (Stein & Stupnicka, 1996) skłoniły autorów do przeprowadzenia prac tą metodą celem zbadania okolic Lipnika i Słabuszewic. Profil geofizyczny został wykonany przez J. Steina i K. Czepulisa (Zakład Geofizyki Wydziału Geologii UW) i stanowi kontynuację badań przeprowadzonych wcześniej w Międzygórze (Stein & Stupnicka, 1996), dlatego w niniejszym opracowaniu pominięto szczegółowy opis metodyki. Uzyskany przez ten sam zespół, tym samym sprzętem i tą samą metodą profil mikrograwimetryczny IIB (ryc. 2) czyni obecne wyniki porównywalne z uzyskanymi wcześniej (profile I, II i III — Stein & Stupnicka, 1996). Profil geofizyczny IIB (ryc. 3) wykonano prostopadle do osi synkliny międzygórze, w tej części terenu (ryc. 2), gdzie występuje stosunkowo dużo odsłoneń skał paleozoicznych. Na jego podstawie opracowano przekrój geologiczny, który przecina główne jednostki omawianego obszaru: synkliny międzygórze i łagowską, dyslokację świętokrzyską oraz leżącą na północy — jednostkę łysogórską.

Punkty pomiarowe profilu IIB są oddalone od siebie o 25 m jeden od drugiego, a cały profil ma długość ponad 3

km. Wyniki wykazały, że amplituda zmian Δg kształtuje się na profilu IIB w granicach od -4 mgł do $+4$ mgł. Zmiany te są dwukrotnie większe niż na profilach I, II i III (Stein & Stupnicka, 1996), ale też zróżnicowanie litologiczne jest na zachodzie większe, gdyż obok skał staropaleozoicznych występują skały dewońskie.

Na profilu mikrograwimetrycznym IIB zaznaczają się anomalie względnie dodatnie od A+1 do A+8 oraz anomalie względnie ujemne od A-1 do A-8 (ryc. 3). Odpowiadają one zróżnicowanym litologicznie skałom paleozoicznym oraz uskokom. Na podstawie profilu i obserwacji terenowych wykonano przekrój geologiczny przez badany teren (ryc. 3 — IIa)

Na południu profil IIB przecina skały górnosylurskie: szarogłazy oraz łupki mułowcowe i ilaste. Skały te na wschód od profilu IIB odsłaniają się w wąwozie Łączki (ryc. 2). Na profilu mikrograwimetrycznym IIB (ryc. 3) zaznaczają się dwie wyraźne anomalie względnie dodatnie o wartości ok. 1 mgł, odpowiadające szarogłazom górnosylurskim (A+1 i A+2). Wyniki są porównywalne z wynikami uzyskanymi w profilach I do III. Pomiędzy tymi anomaliami względnie dodatnimi znajduje się U-kształtna anomalia (A-1) o wartości ok. 0 mgł. Świadczy ona o obecności przewarstwień mułowcowych i ilastych, które rozdzielają szarogłazy na dwa kompleksy dolny i górny. Na północ od anomalii dodatniej (A+2) znajduje się anomalia ujemna (A-2) o wartości $-0,75$ mgł. Jest ona większa od anomalii A-1 i V-kształtna. Jest ona zapewne związana z uskokiem prostopadłym lub skośnym do profilu geofizycznego i do biegu warstw sylurskich. Następną anomalia (A+3) jest mniejsza od poprzedniej (ok. 0 mgł) i odpowiada szarogłazom z przewarstwieniami mułowców, które można obserwować w wąwozie Łączki oraz w Lesie Międzygórze (ryc. 2). Odsłania się tam zwietrzelina łupków mułowcowych z muskowitem oraz pojedyncze grubsze ławice mułowców o grubości do 20 cm. Porównano te wyniki z lepiej odsłoniętymi skałami górnosylurskimi w wschodniej części synkliny międzygórze z czego wynika, że skały o wyższej wartości Δg mają również grubszą frakcję. Skały górnosylurskie: szarogłazy i łupki ilaste na wschodzie synkliny międzygórze wypełniają jej część środkową. Upady warstw w wąwozie Łączki wynoszą od 20° do 28° na N i tworzą południowe łagodne skrzydło synkliny.

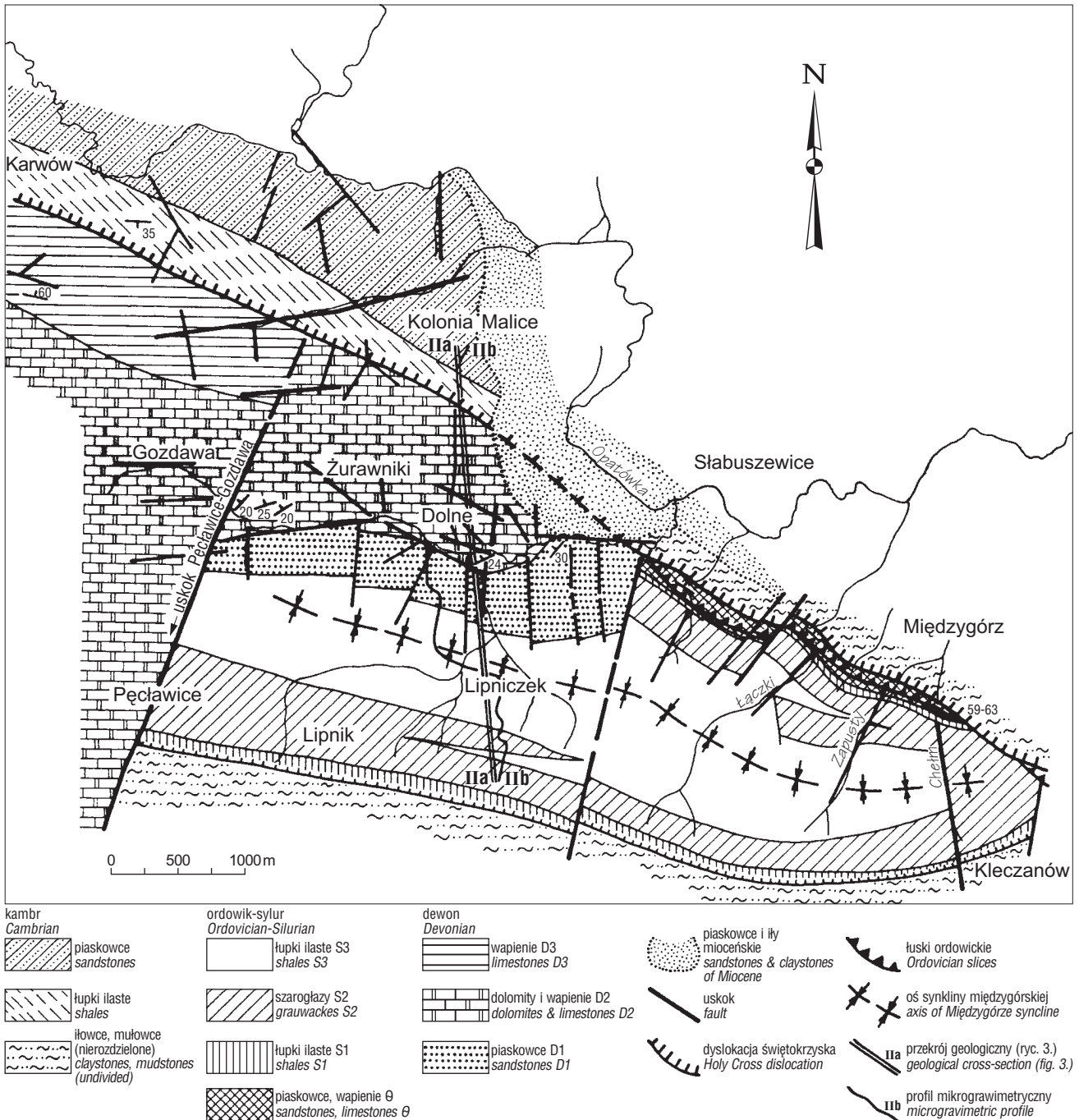
Z porównania z profilem I (Stein & Stupnicka, 1996) wynika, że szerokość wychodni szarogłazów górnosylurskich, a także ich miąższość, zwiększają się ku zachodowi pomiędzy przekrojami I i IIB. Również krzywa mikrograwimetryczna wznosząca się na wschodzie do wartości $+1$ mgł, na zachodzie sięga miejscami do $+1,5$ mgł, co świadczy o większej gęstości skał, a więc zapewne o ich bardziej gruboziarnistej frakcji.

Na północ od anomalii A+3 na profilu mikrograwimetrycznym IIB znajduje się duża względnie ujemna anomalia V-kształtna (A-3) o wartości Δg ok. $-3,5$ mgł. Niskie wartości Δg są tu zapewne spowodowane zwiększeniem się ilości skał ilastych w górę profilu syluru. Zostało to stwierdzone we wschodniej części synkliny w Międzygórze (Stein & Stupnicka, 1996). Anomalia A-3 znajduje się

w Lipniczku, gdzie w skarpach dróg wiejskich otaczających niewielkie wzgórze we wschodniej części wsi, odsłaniają się silnie zwietrzałe, spękanе łupki ilaste i mułowcowe, o barwach od jasno- do ciemnooliwkowej. Wśród nich znajdują się cienkie ławiczki łupków piaszczystych o maksymalnej grubości do 6 cm. W szlifach widoczne jest warstwowanie skośne rynnowe oraz naprzemianległe warstewki drobnopiaszczyste i ilaste. W łupkach znaleziono słabo zachowane skamieniałości górnosylurskie: ramienionogi, liliowce oraz trylobity. W Lip-

niczku warstwy górnosylurskie są nachylone pod różnymi kątami na północ i na południe (ryc. 4).

Jak wynika z obserwacji terenowych, duża anomalia względnie ujemna w Lipniczku (A-3) odpowiada centralnej części synkliny międzygórskiej wypełnionej łupkami ilastymi. Dużej skali anomalia względnie ujemna w centralnej części synkliny występuje również na profilu I (Stein & Stupnicka, 1996). Północny odcinek krzywej anomalii A-3 na profilu IIb, gdzie osiąga ona najniższe wartości Δg , jest zapewne związany z uskokiem lub strefą



Ryc. 2. Geologiczna odkryta mapa terenu, wykonana przez autorów
Fig. 2. Uncovered geologic map of study area prepared by the authors

dyslokacyjną (ryc. 3 — IIa). Na północ od Lipniczka krzywa grawimetryczna IIb stromo podnosi się w górę tworząc dużą i wyraźną anomalię względnie dodatnią A+4 o wartości ok. +2,5 mgł. Na powierzchni terenu w zwietrzelinie zaczynają się pojawiać okruchy piaskowców kwarcytowych. Na tym odcinku profilu IIb prostopadle do niego (ryc. 2), wzdłuż równoleżnikowej dolinki dopływu Opatówki, pomiędzy miejscowościami Gozdawa–Słabuszewice, znajdują się odsłonięcia skał dewońskich. Reprezentują je na południu piaskowce kwarcytowe, a na północy dolomity.

Skały dewońskie, zwłaszcza odporne na wietrzenie piaskowce kwarcytowe, tworzą między Gozdawą a Słabuszewicami niewielkie wzgórza, rozciągające się w kierunku W–E. W odsłonięciach na południowych zboczach dolinki Gozdawa–Żurawniki są widoczne piaskowce dolnodewońskie (ems). Poszczególne wzniesienia są oddzielone od siebie dolinkami powstałymi wzdłuż uskoku o kierunku N–S (ryc. 2).

Piaskowce dolnodewońskie emsu są to średnio lub drobnoziarniste piaskowce o zabarwieniu od szarego do szarżółtego, od grubo- do średnioławicowych. Rzadziej występują odmiany gruboziarniste. Głównym składnikiem piaskowców jest kwarc, a ich spoiwo jest krzemionkowe. Pojedyncze ziarna kwarcu mają zabarwienie różowe. W niektórych odsłonięciach w spągu kwarcytów widoczne są warstwy iłów seledynowych składające się z materiału pochodzenia wulkanicznego. Fauny nie znaleziono, ale miejscami na powierzchniach uławicenia zachowały się ślady żerowania w postaci niewyraźnych rurek.

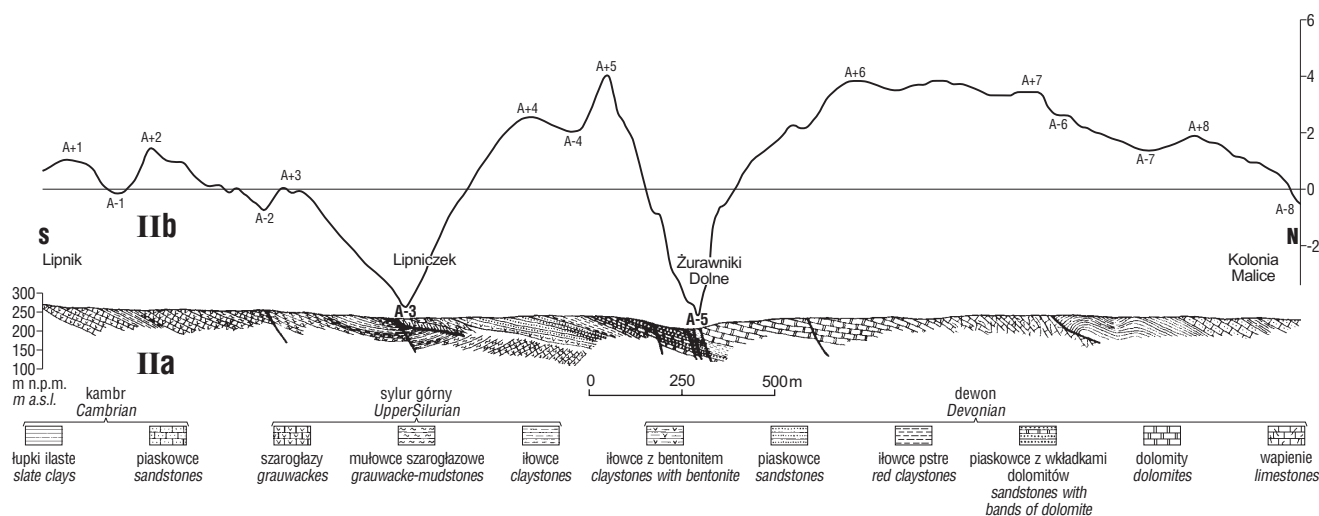
W porównaniu z profilem stratygraficznym skał dolnodewońskich opracowanym przez Tarnowską (1976) we wschodniej części Gór Świętokrzyskich, skały dolnodewońskie okolicy Lipniczka i Słabuszewic, odpowiadają zapewne środkowemu kompleksowi piaskowcowemu, podścielonymu kompleksem mułowcowym z materiałem wulkanicznym, którego wychodnie spotyka się miejscami w Lipniczku i w Leszczkowie. Górny kompleks ilasty nie odsłania się, przykryty lessem. Utwory górnego kompleksu piaskowcowego odsłaniają się tylko we wschodniej części terenu, w starym kamieniołomie

w Słabuszewicach. Występują tam gruboziarniste, a nawet zlepioncowate piaskowce, wśród których w części stropowej pojawiają się wkładki piaskowców o spoiwie dolomitowym.

Na profilu mikrogravimetrycznym IIb piaskowce dolnodewońskie mają wartości Δg ponad +3 mgł, wyższe niż szarogłazy górnosylurskie. Skały te nachylone pod kątem 20°NW, w przekroju IIa o kierunku N–S mają położenie prawie poziome. Bliskie poziomemu położenie piaskowców powoduje, że na odcinku o długości ok. 300 m krzywa anomalii względnie dodatniej A+4 jest prawie pozioma. Lekkie obniżenie krzywej w miejscu anomalii A-4 jest zapewne związane z wkładkami ilastymi w profilu skał dewońskich. Strome podniesienie się krzywej pomiędzy anomaliami A-4 i A+5 do wartości ponad +4 mgł, może odpowiadać poziomowi gruboziarnistych piaskowców kompleksu górnego, w którym w Słabuszewicach występują wkładki piaszczyste o spoiwie dolomitowym. Wartość Δg anomalii A+5 jest zbliżona do wartości Δg anomalii A+6 (ryc. 3), gdzie w podłożu występują dolomity eiflu. Duża V-kształtna anomalia względnie ujemna A-5 o wartości -4mgł położona na północ od anomalii A+5 odpowiada zapewne uskoku lub kilku uskokom równoleżnikowym, o kierunku prostopadłym do profilu IIb. Dyslokacje te wykorzystał prawobrzeżny dopływ Opatówki płynący między Gozdawą a Słabuszewicami.

Po północnej stronie dolinki pomiędzy Gozdawą i Żurawnikami znajdują się liczne odsłonięcia dolomitów eiflu. W największym odsłonięciu w Żurawnikach Dolnych, widoczne są szare, gruboławicowe i grubokrystaliczne dolomity przeławiczone dolomitami cienkoławicowymi, drobnokrystalicznymi, petitowymi. Na zachodzie terenu, w Gozdawie, odsłaniają się młodsze dolomity, mikrytowe, uławicone (grubość ławic 10–30 cm) pomiędzy którymi występują cienkie wkładki margli.

Na profilu mikrogravimetrycznym IIb podlessowe wychodnie skał węglanowych eiflu i żywetu zaznaczają się w postaci dużej i szerokiej anomalii względnie dodatniej A+6—A+7 o wartości Δg ponad +4mgł, lekko tylko obniżającej się miejscami. Wynika z tego, że w podłożu występują skały o dużej gęstości, i mało urozmaicone lito-



Ryc. 3. Przekrój geologiczny — IIa i profil mikrogravimetryczny — IIb
Fig. 3. Geologic cross-section (IIa) and microgravimetric profile (IIb)

logicznie. Podobny wniosek wynika z faktu, że na północ od dolinki Gozdawa–Słabuszewice węglanowe skały dewońskie tworzą płaską wysoczyznę o słabo urozmaiconej rzeźbie. Przecinają ją tylko niewielkie dolinki powstałe wzdłuż uskoku.

Najmłodsze skały dewońskie na omawianym terenie odsłaniają się na zachód od profilu IIb, w dużym kamieniołomie w Karwowie. Występują tam masywne białe i szare wapienie częściowo zdolomityzowane, przeważnie nieuławiczone. Tylko na północnej ścianie kamieniołomu odsłaniają się wapienie uławiczone i tam wykonano pomiar biegu i upadu (ryc. 2). Wapienie są pelityczne, miejscami laminowane, z licznymi skupieniami białego kalcytu, który wypełnia szczeliny i pory. Wapienie i dolomity z kamieniołomu w Karwowie zaliczono do franu (Samsonowicz, 1934; Łuczyński, 1998). Skały te, określane jako odpowiednik facjalny „wapieni kadzielniańskich”, są silnie spękane. Duże, prawie pionowe spękania mają powierzchnie o kierunku ok. 150°.

Na północ od wapieni dewońskich krzywa profilu IIb stopniowo się obniża do wartości ok. +1 mgł. Anomalia względnie ujemna A–7 odpowiada skałom o mniejszej gęstości niż wapienie dewońskie. Równocześnie w terenie na zachód i wschód od przekroju IIa znaleziono wychodnie łupków odsłaniających się w dolinie Opatówki, w Karwowie oraz w Słabuszewicach (ryc. 2). Są to ciemnoszare łupki ilaste rozpadające się na cienkie blaszki. Znajdują się wśród nich przeławiczenia, bądź małe soczewki szarych mułowców lub drobnoziarnistych piaskowców o grubości ławiczek nie przekraczających 10 cm. Na łupkach leżą szare lub różowe piaskowce kwarcytowe również odsłaniające się w dolinie Opatówki. Powodują one ponowny wzrost wartości Δg do +2 mgł anomalii A+8 (ryc. 3). Grubość ławic piaskowców w odsłonięciach wynosi od 30 do 100 cm. Między piaskowcami występują cienkie warstewki jasnoszarych łupków ilastych. Zarówno łupki, jak i piaskowce zostały przez Samsonowicza (1934) zaliczone do kambru antyklinorium opatowskiego (wschodnie przedłużenie jednostki łysogórskiej).

Relacje synkliny międzygórskiej do monokliny Karwowa

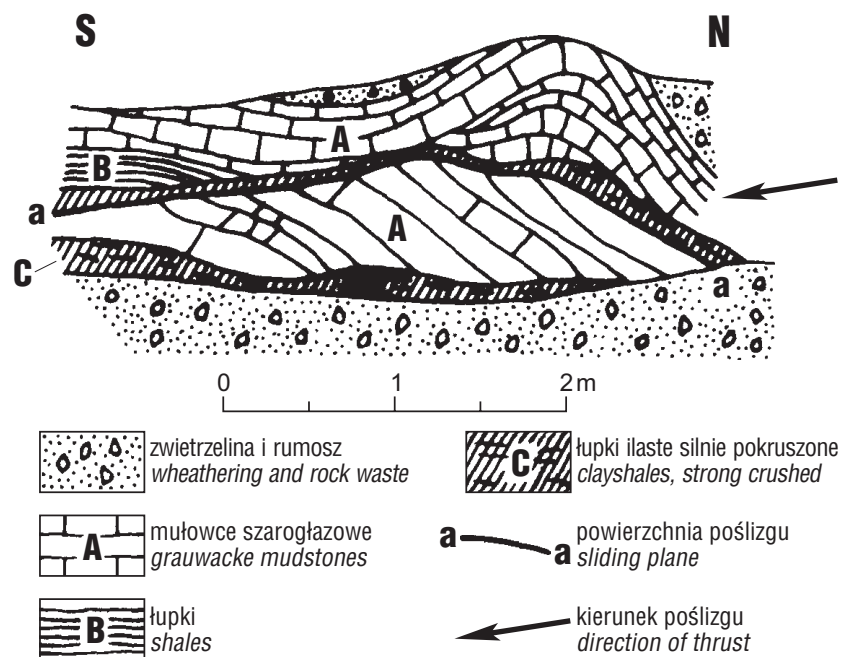
Z przekroju IIa (ryc. 3) oraz mapy geologicznej (ryc. 2) wynika, że na omawianym obszarze upady skał paleozoicznych są skierowane ku północy lub północo-zachodowi. Sytuacja geologiczna jest tu odmienna niż na wschodzie synkliny międzygórskiej, gdzie w przekrojach I, II i III (Stein & Stupnicka, 1996) zaznaczają się dwa skrzydła synkliny utworzone z szarogłazów górnosylurskich. Warstwy południowego, łagodniejszego skrzydła są nachylone na północ (20–30°N), północnego, stromszego są nachylone na południe (ok. 50°S), w kierunku osi synkliny.

Środkowa część synkliny jest bardzo łagodna, położenie warstw jest zbliżone do poziomego, a oś synkliny lekko zmienia kierunki od WNW–ESE do W–E. Na zachód od Międzygórze kieruje się ona wyraźnie w stronę Lipniczka, gdzie występują łupki i mułowce najwyższego syluru.

Z położenia szarogłazów górnosylurskich w przekrojach I, II i III (Stein & Stupnicka, 1996) oraz w przekroju IIa wynika, że południowe skrzydło synkliny międzygórskiej rozciąga się bez większych zmian od Kleczanowa na wschodzie do uskoku Pęcławice–Gozdawa na zachodzie. Warstwy syluru górnego natomiast nachylone ku południowi, budujące na wschodzie północne skrzydło synkliny, na zachodzie są przykryte przez piaskowce i dolomity dewońskie łagodnie nachylone na północny zachód. W przekroju IIa, posuwając się z południa na północ, występują coraz młodsze skały dewońskie. Najmłodsze skały paleozoiczne — na wschodzie żywetu a na zachodzie franu — kontaktują bezpośrednio ze skałami kambryjskimi jednostki łysogórskiej. Wynika z tego, że szarogłazy górnosylurskie północnego skrzydła synkliny nachylone na południe, zostały przykryte przez skały dewońskie nachylone monoklinalnie na północ.

Na mapie odkrytej (ryc. 2) skały dewońskie tworzą monoklinę, natomiast pomiędzy Lipniczkiem a Słabuszewicami, uformowała się dewońska struktura peryklinalna podobna do tej, jaką skały ordowicko-sylurskie tworzą w Kleczanowie.

Z ogólnej sytuacji tektonicznej wynika, że na omawianym terenie skały paleozoiczne tworzą dwie różne i odrębne jednostki: ordowicko-sylurską synklinę międzygórską i dewońską monoklinę Karwowa. Oś synkliny międzygórskiej ma kierunek WNW–ESE, natomiast oś maksymalnej miąższości utworów dewońskich znajduje się na północ od Żurawnik i jest równoległa do dyslokacji świętokrzyskiej. Z ogólnej sytuacji wynika również, że skały dewońskie monokliny Karwowa kontynuują się na zachód w



Ryc. 4. Fałd ciągnięty z odsłonięcia w Lipniczku
Fig. 4. Dragfold from the outcrop at Lipniczek

synklinorium łagowsko-kieleckie. Za uskokiem Pęczawice–Gozdawa, gdzie podlessowe wychodnie utworów dewońskich ulegają znacznemu rozszerzeniu (ryc. 2) skały ordowicko-sylurskiej synkliny międzygórskiej chowają się całkowicie pod utwory młodopaleozoiczne. Szerokość tej synkliny na zachodzie jest zbliżona do szerokości jaką ma ona na wschodzie (w Międzygórzu), gdzie w odsłonięciach można obserwować oba skrzydła. Dlatego na zachód od Pęczawic skały ordowiku i syluru nie odsłaniają się wzdłuż południowej granicy zasięgu synklinorium łagowskiego. O tym, że pod skałami dewońskimi kontynuują się one daleko na zachód świadczą odsłonięcia skał górnosylurskich w środkowej części synklinorium kielecko-łagowskiego na zachód od Opatowa — w antyklinie Baćkowic, a dalej na zachód od Kielc — w antyklinie Niewachłowa.

Dyslokacja świętokrzyska na profilu mikrograwimetrycznym IIb

Na wszystkich mapach geologicznych regionu świętokrzyskiego dyslokacja świętokrzyska jest utożsamiana z granicą dewon/kambr na południu jednostki łysogórskiej. Według nowszych badań, uwzględniających dane geofizyczne, dyslokacja świętokrzyska jest głębokim rozłamem pomiędzy 2 blokami skorupy o różnej budowie: oddzielającym terran małopolski od terranu łysogórskiego (Pożaryski & Tomczyk, 1993; Pożaryski i in 1992).

Na badanym terenie granica dewon/kambr jest przykryta lessem, który uniemożliwia bezpośrednie zbadanie strefy kontaktowej. Można jedynie stwierdzić na podstawie analizy morfologicznej, że w porównaniu z mniejszej rangi uskokiemi, słabo lub wogóle nie zaznacza się ona w rzeźbie terenu. Także zdjęcia lotnicze nie wykazały występowania wzdłuż dyslokacji świętokrzyskiej lineamentów (Ozimek & Mardal, 1994).

Profil IIb przecina prostopadle granicę dewon/kambr na północ od Żurawnik Dolnych. Węglanowe skały dewońskie i łupki kambryjskie różnią się gęstością, krzywa pomiarów mikrograwimetrycznych powinna więc bardzo wyraźnie i energicznie zareagować na zmiany wartości g w budowie podłoża. Jednak w profilu IIb granica dewon/kambr zaznacza się w postaci stopniowego i bardzo łagodnego obniżenia krzywej wartości Δg o ok. 1 mgł pomiędzy punktami A+7 i A-7 na długości ok. 300 m. Zmiana wartości Δg jest niewątpliwie spowodowana zastąpieniem wapieni środkowodewońskich (anomalia A+7) przez występujące na północy łupki kambryjskie (anomalia A-7). Porównanie wymienionych anomalii z odcinkami krzywej profilu IIb o wyraźnych anomaliami ujemnych np A-3 czy A-5, gdzie na podstawie obserwacji terenowych stwierdzono obecność uskokiów, pokazują wyraźną różnicę w zachowaniu się krzywej mikrograwimetrycznej pomiędzy nimi a dyslokacją świętokrzyską.

Z przebiegu krzywej mikrograwimetrycznej na odcinku między A+7 i A-7 wynika, że dyslokacja świętokrzyska na profilu IIb nie zaznacza się tak, jak inne uskoki wyraźną zmianą gęstości skał podłoża, czego należałoby oczekiwać, uwzględniając sięgającą kilku tysięcy metrów amplitudę uskołu świętokrzyskiego, która wynika z przekrojów geologicznych (Bielecka, 1969).

Wyniki pomiarów geofizycznych podobne do stwierdzonych w profilu IIb uzyskał Lisik metodą elektryczno-oporową (Kowalczewski i in. 1975). Badania te przeprowadzono pomiędzy Marcinkowicami k. Opatowa a Karwowem, na terenach również pokrytych lessem. Na prezentowanych przez wymienionych autorów profilach geofizycznych prostopadłych do dyslokacji świętokrzyskiej, na większości przekrojów (ryc. 2), granica dewon/kambr oddzielająca skały różne litologicznie i wiekowo nie jest granicą ostrą. Przejście jest stopniowe tak, jak gdyby zmiana litologii następowała stopniowo. A przecież pomiędzy łupkami kambru i wapieniami dewonu występuje dyslokacja, która oddziela skały różniące się i wiekiem i własnościami fizycznymi. Zdaniem wielu autorów (Pożaryski & Tomczyk, 1993; Mizerski, 1995) uskok świętokrzyski oddziela dwa różne bloki skorupy, a więc powinien sięgać od powierzchni (granica dewon/kambr) do znacznej głębokości w podłożu.

Wyniki pomiarów mikrograwimetrycznych na granicy dewon/kambr — stopniowe i łagodne obniżanie się krzywej mikrograwimetrycznej odpowiadającej gęstości skał paleozoicznych wzdłuż profilu IIb od punktu A+7 do punktu A-7 można tłumaczyć na dwa sposoby:

1. Na granicy dewon/kambr przejście od skał o dużej gęstości (dewon — skały węglanowe) do skał o gęstości małej (kambr — łupki) jest stopniowe, wskutek obecności szerokiej, kilkusetmetrowej strefy kontaktowej, gdzie naprzemian występują silnie zdyslokowane oraz zbrecjowane wapienie dewońskie i kambryjskie łupki. W miarę przesuwania się z południa na północ strefy kontaktowej udział wapieni maleje, a łupków wzrasta. W takim przypadku, przy blisko zlokalizowanych (co 25 m) punktach pomiarowych, należałoby jednak oczekiwać, że krzywa mikrograwimetryczna będzie przypominać „ostrze piły”, a nie opadać łagodnie w dół, co obserwujemy. Przeciwnie takiemu tłumaczeniu przemawiają również obserwacje geologiczne. W odsłonięciach łupków kambryjskich, w dolinie Opatówki nie zaobserwowano wkładek skał węglanowych pochodzenia tektonicznego, a łupki tworzą zapewne regularny fałd, jak to wynika z pomiarów upadów warstw skierowanych na północ, jak i na południe.

2. Bardziej prawdopodobne jest inne tłumaczenie. Wynik każdego pomiaru jest efektem sumowania się właściwości warstw skalnych o różnej gęstości leżących podłożu. Jeśli nad utworami węglanowymi o dużej gęstości ($\Delta g = \text{ok. } +4 \text{ mgł}$) leżą łupki o małej gęstości ($\Delta g = \text{ok. } +1 \text{ mgł}$) pomiar będzie wypadkową obu wartości zależną tylko od miąższości skał leżących wyżej. Im większa miąższość skał łupkowych o małej gęstości tym anomalia względnie ujemna jest większa. Innymi słowy w miarę wzrostu miąższości łupków kambryjskich krzywa mikrograwimetryczna będzie opadać, gdyż maleje oddziaływanie skał węglanowych. Stopniowe, łagodne obniżanie się krzywej profilu IIb z południa na północ świadczy o tym, że powierzchnia spągowa łupków kambryjskich jest połogo nachylona, a ich miąższość powoli wzrasta ku północy. Krzywa zaczyna się wznosić ponownie od p A-7 do A+8 wskutek oddziaływania piaskowców kambryjskich, skał o większej gęstości niż łupki. Ich obecność na

północy badanego terenu poświadczają obserwacje terenowe przeprowadzone w dolinie Opatówki (ryc. 2).

Dane geofizyczne prezentowane w obecnym artykule, potwierdzone wynikami badań przeprowadzonych na terenach położonych między Marcinkowicami a Karwowem (Kowalczewski i in., 1976), wykazały, że w przekroju IIa skały dewońskie synklinorium kielecko-łagowskiego zanurzają się stopniowo ku północy na odcinku ok. 300 m, pod utwory detrytyczne kambru. Potwierdza to postawioną wcześniej tezę (Stupnicka, 1988) o połogim nasunięciu jednostki łysogórskiej z północy na południe, na sfałdowane skały paleozoiczne synklinorium kielecko-łagowskiego.

Powstanie uskoków

Uskoki występujące na omawianym terenie (ryc. 2), wyraźnie zaznaczające się w rzeźbie i na krzywej mikrograwimetrycznej IIb są stosunkowo młode, utworzyły się w czasie ruchów tektonicznych w trzeciorzędzie. Najmłodsze z nich powstały po osadzeniu się zróżnicowanych litologicznie i facjalnie utworów mioceńskich, które zachowały się na terenie położonym na północ od synkliny międzygórskiej w depresjach tektonicznych ograniczonych uskokami (Stein & Stupnicka, 1996). Dyslokacje tego wieku obserwujemy jednak nie tylko na obszarze pokrytym dziś osadami mioceńskimi, ale także na południe od nich. Te młode uskoki, o kierunkach W–E i N–S, utworzyły się często w miejscach, gdzie wcześniej występowały uskoki starsze.

Do dyslokacji trzeciorzędowych o starszych założeniach należy, np. zespół uskoków występujących wzdłuż doliny prawobrzeżnego dopływu Opatówki, pomiędzy Gozdawą a Słabuszewicami (uskoki Gozdawa–Słabuszewice). Na profilu IIb zaznaczają się one w postaci dużej anomalii ujemnej A–5 o wartości Δg — 4 mgl. Uskoki te są również bardzo wyraźne w rzeźbie terenu. Wzdłuż nich rozciąga się głęboka dolinka, której obecność niewątpliwie ma także wpływ na kształt krzywej mikrograwimetrycznej (anomalii A–5).

Dolinka prawobrzeżnego dopływu Opatówki na odcinku Gozdawa–Słabuszewice, ma ogólny kierunek W–E. Taki też kierunek mają, występujące na północ od Międzygórza, uskoki ograniczające późnotrzeciorzędowe depresje wypełnione osadami mioceńskimi. Północne skrzydło uskoku Gozdawa–Słabuszewice, którego amplituda wynosi od kilkudziesięciu do 150 m, jest zrzucone w stosunku do skrzydła południowego.

Jak wynika z interpolacji struktur wgłębnych (ryc. 2) pod dyslokacją trzeciorzędową Gozdawa–Słabuszewice, w podłożu skał dewońskich do tego miejsca sięgają skały sylurskie północnego skrzydła synkliny międzygórskiej (ryc. 3). Nie jest to zbieżność przypadkowa. Jak wykazały badania przeprowadzone w regionie kieleckim niecki/synkliny staropaleozoiczne: bardziańska i międzygórska są z południa i z północy ograniczone uskokami normalnymi. Niecka bardziańska ma wyraźnie widoczne na mapie geologicznej, ograniczające ją z północy i z południa, uskoki podłużne o kierunku W–E do WNW–ESE. Wzdłuż tych

uskoków występują żyły i sille diabazowe. Obecność skał pochodzenia magmowego datowanych na górny sylur, wykazuje, że uskoki ograniczające nieckę bardziańską powstały, jak i sama niecka, pod koniec starszego paleozoiku. Powstanie synkliny międzygórskiej było wynikiem tych samych procesów tektonicznych, jakie spowodowały powstanie niecki bardziańskiej. Przemawiają za tym: ten sam kierunek osi obu synklin, podobne cechy ich budowy i ten sam górnosylurski wiek. W przypadku synkliny międzygórskiej widoczne są na powierzchni jedynie uskoki występujące wzdłuż jej południowego skrzydła, gdzie zrzucają skały ordowickie, które nie odsłaniają się w Lipniku i Kleczanowie (Stein & Stupnicka, 1996). Północne skrzydło synkliny międzygórskiej chowa się pod skały dewońskie nie można więc obserwować na powierzchni ani północnego skrzydła synkliny ani ograniczających go uskoki. Występowanie młodych, trzeciorzędowych uskoki Gozdawa–Słabuszewice stanowi potwierdzenie obecności w podłożu uskoki staropaleozoicznych obrzeżających północne skrzydło synkliny międzygórskiej.

Trzeciorzędowy wiek ma następny uskok wyraźnie zaznaczający się na krzywej mikrograwimetrycznej (ryc. 3 — A–3) w Lipniczku, w centralnej części synkliny międzygórskiej. Przecina on skały górnosylurskie i jest kontynuacją podłużnych uskoki, które stwierdzono we wschodniej części synkliny (profil I — Stein & Stupnicka, 1996). Uskok ten o niewielkiej amplitudzie i o kierunku W–E podobnie jak inne uskoki trzeciorzędowe, jest równoległy do osi synkliny międzygórskiej i do uskoki obrzeżających synklinę. Powstał pierwotnie jako jeden z zespołu uskoki górnosylurskich należy więc również do dyslokacji starszych odmłodzonych w trzeciorzędzie.

Przedtrzeciorzędowe są założenia uskoku Pęcławice–Gozdawa, największego uskoku na badanym terenie. Uskok ten o kilkusetmetrowej amplitudzie i o kierunku NNE–SSW, jest prostopadły do osi synkliny międzygórskiej. Przecina skały dewońskie i powstał w młodszym paleozoiku, po fałdowaniach orogenezy waryscyjskiej, która objęła region kielecki. Później, ale także w związku z orogenezą waryscyjską, powstała dyslokacja świętokrzyska. Obydwa wymienione uskoki nie zostały reaktywowane w trzeciorzędzie.

Na uwagę zasługują także liczne choć niewielkie, ale wyraźnie zaznaczające się w rzeźbie, uskoki trzeciorzędowe o kierunkach zbliżonych do N–S, występujące między Gozdawą i Słabuszewicami. Przecinają one piaskowce dolnodewońskie nachylone monoklinalnie ku od NW do N. W kamieniołomach piaskowców znaleziono i pomierzono duże pionowe spękania i występujące na ich powierzchniach strome rysy lub żłobki tektoniczne. Duże powierzchnie spękań powstały w trzeciorzędzie w wyniku przemieszczeń pionowych. Obserwacje przeprowadzone w tych kamieniołomach w Słabuszewicach wykazały jednak obecność tektoglify świadczących o tym, że zespół południkowych, trzeciorzędowych uskoki, pomiędzy Gozdawą i Słabuszewicami, powstał na miejscu starszych dyslokacji. Pomiary rysów na powierzchniach spękań rzucają światło na mechanizm ruchów, w wyniku których te starsze uskoki powstały. Rysy są nachylone pod niedużymi

kątami od 5–24°N i grupują się w dwa zespoły o kierunkach: 1. NNE–SSW i 2. NE–SW. Zespół o kierunku NNE–SSW jest starszy, przecięty spękaniem o rysach NE–SW. Zbliżone do poziomych rysy tektoniczne obu zespołów wskazują na dominację poziomego ruchu przesuwczego, a więc musiały powstać w wyniku nacisków poziomych o kierunkach odpowiednio: NNE–SSW — starszy i NE–SW — młodszy. Starszy zespół był związany z orogenezą waryscyjską a młodszy, być może, z ruchami laramijskimi.

Na obecność nacisków poziomych o kierunku zbliżonym do N–S wskazują również obserwacje przeprowadzone w Lipniczku (ryc. 4). Na ścianie niewielkiego odsłonięcia mułowców górnosylurskich znaleziono niewielki fałd o osi W–E. Fałd w dole ścięty jest połąką powierzchnią poślizgu, której towarzyszy warstwa pokruszonych łupków (ryc. 4C) kontaktujących z łupkami (ryc. 4B) i mułowcami (ryc. 4A) nachylonymi na północ. Ławice mułowców w osiowej części fałdu są silnie spękane wzdłuż płaszczyzn prostopadłych do uławicenia. Deformacje plastyczne wykazują tylko warstwy znajdujące się bezpośrednio w przegubie fałdu. Rozmiar jak i budowa wewnętrzna fałdu wskazują, że jest to rodzaj fałdka ciągnionego, jakie towarzyszą zazwyczaj nasunięciom powstałym w czasie kompresji poziomej. Oś kompresji jest zbliżona do kierunku N–S, prostopadła do osi fałdu.

Przeprowadzone obserwacje wskazują na dwojaki charakter ruchów tektonicznych, które zaznaczyły się we wschodniej części Gór Świętokrzyskich między Sandomierzem a Opatowem. Z ruchami trzeciorzędowymi było związane powstanie uskoku normalnych i depresji wypełnionych dziś osadami mioceńskimi. Uskoki trzeciorzędowe wykorzystywały jednak przeważnie wcześniejsze dyslokacje należące do trzech zespołów. Zespół a — powstał w górnym sylurze, zespół b — utworzył się w związku z ruchami waryscyjskimi, zespół c — w czasie ruchów fazy laramijskiej. Zespoły dyslokacji b i c mają charakter kompresyjny. Obserwacje poczynione na omawianym terenie potwierdzają wyniki pomiarów głównych kierunków naprężeń w Górach Świętokrzyskich (Lamarque i in., 1999). W Słabuszewicach, podobnie jak w okolicy Kielc, gdzie przeprowadzono pomiary w skałach paleozoicznych, zespół starszy waryscyjski ma kierunek zbliżony do południowego, młodszy — laramijski ma kierunek NE–SW.

Podsumowanie

Obserwacje geologiczne i pomiary mikrograwimetryczne przeprowadzone na zachód od Międzygórza potwierdziły wcześniejsze badania przeprowadzone w samym Międzygórzu (Stein & Stupnicka, 1996) o istnieniu tu dwóch paleozoicznych etapów tektonicznych. W czasie etapu pierwszego — o charakterze tensyjnym — pod koniec syluru, powstała synklina międzygórska, w czasie etapu drugiego — o charakterze kompresyjnym — po dewonie, nastąpiły deformacje skał młodopaleozoicznych i powstała monoklina Karwowa. Na zachód od Karwowa skały dewońskie zostały dodatkowo złuszkowane pod wpływem nacisku skał kambryjskich jednostki łysogórskiej (Samsonowicz, 1934).

Pomiary mikrograwimetryczne na granicy jednostki łysogórskiej z synklinorium kielecko-łagowskim wskazują na położe nasunięcie utworów kambryjskich na skały dewońskie regionu kieleckiego.

Większość uskoku zaznaczających się wyraźnie w rzeźbie terenu oraz na krzywej mikrograwimetrycznej IIb jest wieku trzeciorzędowego, ale powstały one w miejscu starszych, głównie paleozoicznych dyslokacji.

Autorzy niniejszego artykułu składają podziękowania dr J. Steinowi za konsultacje i cenne uwagi dotyczące tego opracowania.

Literatura

- BEDNARCYK W. 1964 — Stratygrafia i fauna tremadoku i arenigu (oelandianu) regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich. Biul. Wydz. Geol., UW, 4: 3–88.
- BEDNARCYK W. 1966 — Paleogeografia dolnego ordowiku w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich. Acta Geol. Pol., 15: 91–123.
- BEDNARCYK W. & STUPNICKA E. 2000 — Stratigraphy and new data on tectonics of the of the Ordovician strata in the section at Międzygórz Quarry (Eastern Holy Cross Mountains, Poland). Ann. Soc. Geol. Pol., 70: 283–297.
- BIELECKA M. 1969 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski. 1:50 000, ark. Sandomierz. Inst. Geol.
- KOWALCZEWSKI Z., LISIK R. & CHLEBOWSKI R. 1976 — Nowe dane o budowie geologicznej okolic Opatowa. Z bad. regionu świętokrzyskiego 12. Biul. Inst. Geol., 296: 165–200.
- LAMARCHE J., MANSY J.L., BERGERAT F., AVERBUCH O., HAKENBERG M., LEWANDOWSKI M., STUPNICKA E., ŚWIDROWSKA J., WAJSZYCH B. & WIECZOREK J. 1999 — Variscan tectonics in the Holy Cross Mountains (Poland) and the role of structural inheritance during Alpine tectonics. Tectonophysics, 313: 171–186.
- ŁUCZYŃSKI P. 1998 — Stromatoporoid morphology in the Devonian of the Holy Cross Mountains, Poland. Acta Palaeontol. Pol., 43: 65–663.
- MICHNIAK R. & OLKOWICZ-PAPROCKA I. 1976 — O odkryciu utworów starszego paleozoiku we wschodniej części synklinorium kielecko-łagowskiego. Kwart. Geol., 20: 261–272.
- MIZERSKI W. 1995 — Geotectonic evolution of the Holy Cross Mts in Central Europe. Biul. Państw. Inst. Geol., 372: 5–45.
- OZIMKOWSKI W. & MARDAL T. 1994 — Powtarzalność wyników wizualnej interpretacji geologicznej zdjęcia satelitarnego. Prz. Geol., 42: 272–275.
- POŻARYSKI W., GROCHOLSKI A., TOMCZYK H., KARNKOWSKI P. & MORYC W. 1992 — The tectonic map of Poland in the variscan epoch. Prz. Geol., 40: 643–651.
- POŻARYSKI W. & TOMCZYK H. 1993 — Przekrój geologiczny przez Polskę południo-wschodnią. Prz. Geol., 41: 687–95.
- PRZYBYŁOWICZ T. & STUPNICKA E. 1991 — Przejawy wulkanizmu w ordowiku i sylurze w południowej części Gór Świętokrzyskich. Arch. Miner., 47: 137–152.
- SAMSONOWICZ J. 1920 — O stratygrafii kambru i ordowiku we wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Spraw. Państw. Inst. Geol., 1: 53–67.
- SAMSONOWICZ J. 1934 — Objasnienia do ark. Opatów ogólnej mapy geologicznej Polski w skali 1:100 000. Państw. Inst. Geol.: 1–117.
- STEIN J. & STUPNICKA E. 1996 — Tektonika synkliny międzygórskiej w świetle badań mikrograwimetrycznych. Prz. Geol., 44: 291–298.
- STUPNICKA E. 1988 — Charakter i geneza dyslokacji świętokrzyskiej. Prz. Geol., 36: 40–46.
- TARNOU-MORAWSKA M. 1976 — Korelacja litologiczna dewonu dolnego we wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Z badań geologicznych regionu świętokrzyskiego, 12. Biul. Inst. Geol., 296: 75–128.
- TOMCZYK H. 1954 — Stratygrafia gotlandu niecki międzygórskiej. Biul. Inst. Geol., 93: 1–38.
- TURNAU-MORAWSKA M. 1960 — Zlepniec glaukonitowy dolnego ordowiku okolic Międzygórza w Górach Świętokrzyskich. Acta Geol. Pol., 19: 124–141.
- ZIÓLKOWSKI R. 1997. — Budowa geologiczna okolic Lipniczka. Praca magisterska, Wydział Geologii UW.