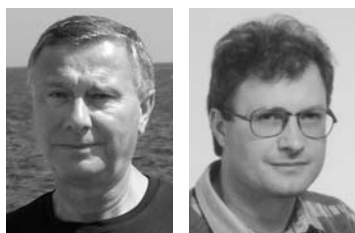


Regionalizacja tektoniczna Polski — Polska południowo-zachodnia

Andrzej Żelaźniewicz¹, Paweł Aleksandrowski²



A. Żelaźniewicz P. Aleksandrowski

Tectonic subdivision of Poland: southwestern Poland. *Prz. Geol.*, 56: 904–911.

Abstract. Geologically, southwestern Poland is located between the Upper Elbe Fault Zone on the SW and the Dolsk Fault Zone on the NE. It comprises two major crustal blocks: the Lower Silesian Block and the South Wielkopolska Block separated by the narrow Middle Odra Horst. The Lower Silesian Block is principally subdivided into the Fore-Sudetic Block and the Sudetic Block. These blocks are further subdivided into several smaller tectonic units. Their boundaries and main features are briefly characterized. It is proposed here to initiate a discussion on internally coherent tectonic subdivision of the region, principles of such subdivision and due revision of the hitherto used terminology. The discerned tectonic units generally do not coincide with physiogeographic subdivision, thus it is not recommended to confuse the geographic and geologic regionalization.

Keywords: tectonic subdivision, Sudetes, Lower Silesia, Wielkopolska region, tectonic unit

W niniejszym artykule przedstawiono propozycję ujednoczenia i usystematyzowania nazewnictwa stosowanego w regionalnym podziale tektonicznym południowo-zachodniej Polski, a w szczególności obszaru Dolnego Śląska, dokonując regionalnego przeglądu ważniejszych jednostek strukturalnych wraz z podaniem przedkładanych do dyskusji propozycji ich nazw. Intencją autorów jest używanie nazw zgodnych z zaleceniami i listą terminów tektonicznych zaproponowanych przez Komitet Nauk Geologicznych PAN do stosowania w regionalizacji tektonicznej obszaru naszego kraju. Nazwy jednostek tektonicznych powinny być fenomenologiczne, odzwierciedlać fakty terenowe i odnosić się do geometrycznej klasyfikacji struktur, a nie do ich interpretacji i wnioskowanej genezy. Propozycja nowego nazewnictwa jest zaproszeniem do dyskusji, jest więc tymczasowa. Autorzy zdają sobie sprawę, że wymaga ona dalszych ulepszeń i eliminacji pewnych, nieuniknionych na tym etapie, niekonsekwencji. W celu inicjacji i usystematyzowania oczekiwanej dyskusji prezentowany tu przegląd jest dość ogólny i — zgodnie z założeniami — opisowy. Stąd podawane w nim informacje szczegółowe nie są opatrzone odsyłaczami do literatury. Czytelnika zainteresowanego oryginalnymi pracami oraz genetycznymi i paleotektonicznymi interpretacjami poszczególnych jednostek strukturalnych obszaru SW Polski, odsyłamy do licznych prac syntetycznych poświęconych tektonice tego regionu, które ukazały się w ostatnich latach (np. Żelaźniewicz, 1997, 2006; Franke & Żelaźniewicz, 2000; Aleksandrowski i in., 2000; Aleksandrowski & Mazur, 2002; Mazur i in., 2006, 2007a, b), a także do prac starszych (Teisseyre i in., 1957; Oberc, 1972), gdzie zamieszczono obszerne przeglądy literatury źródłowej.

Duże jednostki strukturalne południowo-zachodniej Polski

Jako terytorium południowo-zachodniej Polski rozumiany jest obszar należący do kilku krain historycznych: Dolnego Śląska, zachodniego Górnego Śląska (Śląska Opolskiego), południowej Wielkopolski i ziemi lubuskiej. Obszar ten obejmuje sąsiadujące ze sobą fragmenty dwóch prowincji fizycznogeograficznych: SW część Niziny Środkowo-europejskiej oraz NE część Masywu Czeskiego (Kondracki & Richling, 2002). Należą do nich następujące makroregiony fizycznogeograficzne: Sudety Zachodnie, Sudety Środkowe i Sudety Wschodnie, Pogórze Zachodniosudeckie i Przedgórze Sudeckie, wschodnie części Niziny Śląsko-Łużyckiej, Wzniesień Łużyckich i Obniżenia Dolnołużyckiego, Nizina Śląska, Wał Trzebnicki, Obniżenie Milicko-Głogowskie, Nizina Południowowielkopolska oraz pojezierza Leszczyńskie, Lubuskie i Wielkopolskie. Jest rzeczą naturalną, że regionalizacja oparta na kryteriach fizycznogeograficznych, mimo częściowych zależności, odbiega od regionalizacji opartej na kryteriach geologicznych. Stąd też lepiej jest, dla uniknięcia nieporozumień, nie mieszać obu regionalizacji, zwłaszcza poprzez posługiwanie się identycznymi nazwami (nawet po opatrzeniu ich dodatkowymi zastrzeżeniami).

Ruchy pionowe w neogenie, związane z ostatnimi etapami formowania Alp i Karpat, doprowadziły na przedpolu orogenu alpejskiego do blokowego wyniesienia i wyodrębnienia z otoczenia masywu czeskiego³, który w swej części północno-wschodniej uległ rozczłonkowaniu na dwa wielkie, wzajemnie przemieszczone bloki: **blok sudecki**, wypiętrzony wzdłuż **strefy uskokowej górnej Łaby** (oddzielającej masyw łużycki od masywu Gór Kruszcowych) na SW i **sudeckiego uskoku brzeżnego** na NE, oraz przylegający doń od północy, względnie obniżony **blok przedsudecki** (ryc. 1–3). Tworzą one wspólnie **blok dolnośląski**. W podziale fizycznogeograficznym blok sudecki obejmuje głównie Sudety (Zachodnie, Środkowe i Wschodnie) i Pogórze Zachodniosudeckie.

Na północ od bloku przedsudeckiego, oddzielony odeń **zrębem środkowej Odry**, którego uskoki — w odróżnieniu od sudeckiego uskoku brzeżnego — nie wykazywały w

¹Institut Nauk Geologicznych PAN, Komitet Nauk Geologicznych PAN, ul. Podwale 75, 50-449 Wrocław; pansudet@pwr.wroc.pl

²Institut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław; pawel.aleksandrowski@ing.uni.wroc.pl

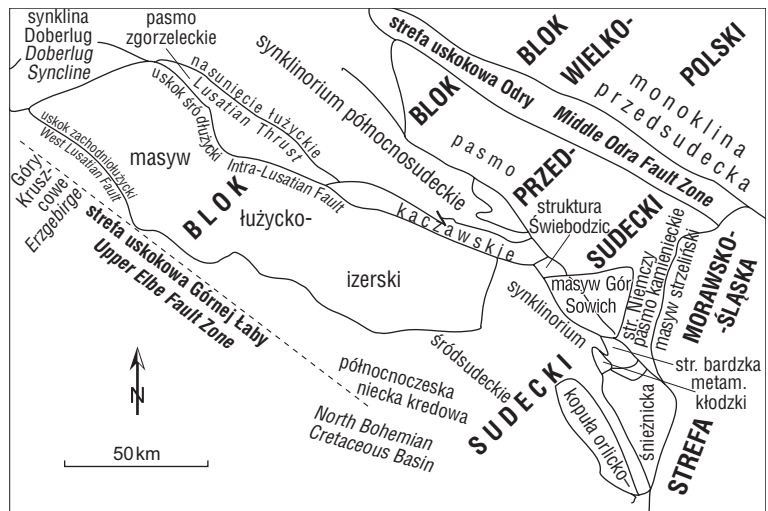
³Masyw Czeski jako nazwę prowincji geograficznej piszemy dużą literą, a małą literą — zgodnie z zasadami pisowni polskiej — jako nazwę jednostki tektonicznej. W ten sposób w tekście zaznaczamy, o jednostce jakiej kategorii jest mowa.

neogene aktywności o istotnej składowej pionowej, znajduje się kolejny blok skorupy ziemskiej. Proponujemy nadać mu miano **bloku południow Wielkopolskiego**, zostawiając dotychczas używaną nazwę **monoklina przedsudecka** jedynie dla określenia łagodnie monoklinalnie nachylonej platformowej pokrywy tego bloku (ryc. 1–3). Blok obejmuje Dolny Śląsk i południową Wielkopolskę.

Granice północno-zachodnią bloku południow Wielkopolskiego wyznacza **strefa uskokowa Dolska** (ryc. 2A, 3A). Strefa ta wraz z całym blokiem znajduje się pod przykryciem monokliny przedsudeckiej, które tworzy tu górne piętro strukturalne (ryc. 2, 3A). W obrębie tego piętra monoklina przechodzi ku NE bez ostrej granicy tektonicznej w **synklinorium szczecińsko-miechowskie** (ang. *Szczecin-Miechów Synclinorium*) wzdłuż strefy zaniku monoklinalnych upadów i pojawienia się odkształceń fałdowych (a nie wzdłuż podkenozoicznej wychodni chronostratygraficznej granicy jura-kreda, jak to na przykład proponuje Karnkowski, 2008).

Blok sudecki (ang. *Sudetic Block*) i **blok przedsudecki** (ang. *Fore-Sudetic Block*) **bloku dolnośląskiego** (ang. *Lower Silesian Block*), ogólnie rzecz biorąc, tworzą skały tych samych jednostek tektonostratygraficznych, choć reprezentujących różne głębokościowo poziomy intersekccyjne. Blok dolnośląski, nazwany tak po raz pierwszy przez Stupnicką (1989), odśladania na powierzchni kompleksy skalne, które w przytłaczającej większości (bez wschodniej części Sudetów Wschodnich) należą do wewnętrznych stref orogenu waryscyjskiego oraz fragmentów ich permsko-mezozoicznej pokrywy osadowej. Tym samym reprezentuje on — podobnie jak masyw czeski — obszar wychodni podłoża platformy zachodnioeuropejskiej (zwykajowo określanej też — bez odniesień regionalnych — mianem platformy paleozoicznej). Blok dolnośląski, jak wspomniano, wykracza wyraźnie poza Dolny Śląsk, obejmując terytorium północnych Czech i niemieckich Łużyc. Zdając sobie sprawę, że użycie przymiotnika *dolnośląski* w nazwie tej jednostki nie jest z tego powodu okolicznością najszcześniejszą, proponujemy pozostać przy takim rozwiązaniu.

Obecność fragmentów permsko-mezozoicznej pokrywy osadowej zarówno w **bloku dolnośląskim**, jak i **bloku południow Wielkopolskim** (ang. *South Wielkopolska Block*) wynika z ich piętrowej budowy. W bloku dolnośląskim, przeważające w obrazie kartograficznym, podłoże o konsolidacji waryscyjskiej (ryc. 2, 3) jest niezgodnie przykryte skałami pokrywy platformowej, stanowiącej górne piętro strukturalne. W wyniku znacznego wypiętrzenia całego obszaru, piętro to jest tu reprezentowane tylko przez skały



Ryc. 1. Główne jednostki tektoniczne Polski południowo-zachodniej
Fig. 1. Major regional tectonic units of southwestern Poland

osadowe pozostałe po wypełnieniu śródgórskiego zapadliska, po inwersji ujęte w synklinoria: śródsudeckie i północnosudeckie (ryc. 1, 2 i 3). Zdeformowane tektonicznie, strukturalnie co najmniej dwupiętrowe, podłoże bloku południow Wielkopolskiego, z wyższym piętrem tego podłoża tworzonym przez skały nie młodsze od górnego karbonu, nie odsłania się nigdzie na powierzchni. Słabo odkształcona permsko-mezozoiczna pokrywa osadowa wypełnia prawie cały obraz mapy geologicznej (po zdjęciu kenozoiku) obszaru monokliny, z wyjątkiem zrębu Bielały-Trzebnica i leżącego dalej ku NE zrębu Wolsztyn-Lesno, ograniczonego strefą uskokową Dolska (ryc. 2A, 3A). Skały tej pokrywy zapadają monoklinalnie pod niewielkim kątem ku NE.

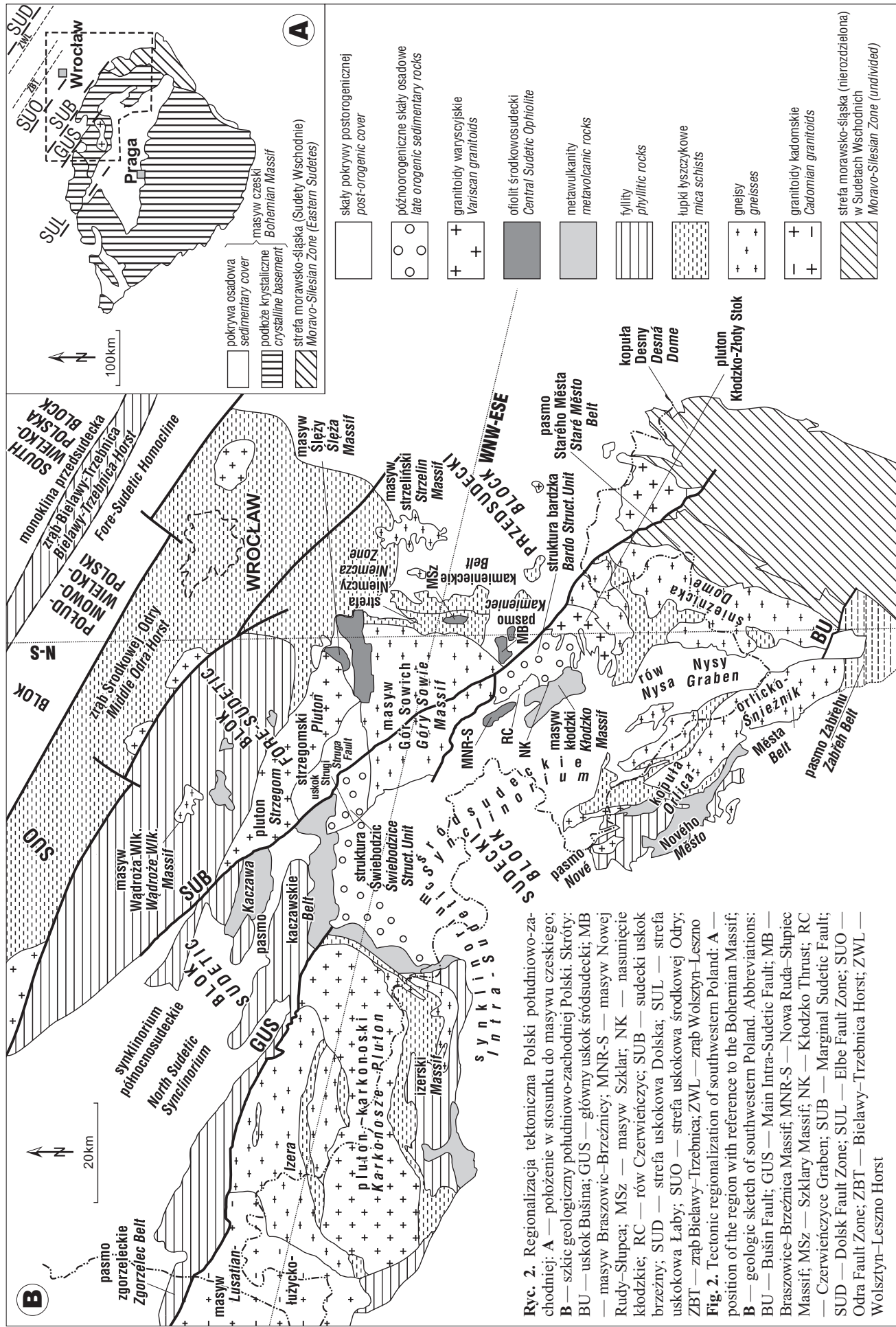
Jednostki strukturalne bloku dolnośląskiego

Podkreślając brak zgodności podziału geologicznego bloku dolnośląskiego z regionalizacją geograficzną, ze względów praktycznych przedstawimy regionalizację tektoniczną tego bloku w jego częściach: zachodniej, środkowej i wschodniej. Jak powiedziano na wstępie, autorzy nie odnoszą się do różnych interpretacji budowy i ewolucji części składowych bloku oraz nie uwzględniają odmiennych poglądów poszczególnych badaczy.

Zachodnia część bloku dolnośląskiego. Zachodnia część bloku dolnośląskiego jest zdominowana przez **masyw łużycko-izerski** (ang. *Lusatia-Izera Massif*). Geograficznie masyw leży na obszarze Pogórza Łużyckiego w Niemczech, Obniżenia Żytawsko-Zgorzeleckiego, Pogórza Izerskiego, Gór Izerskich, Karkonoszy, Lasockiego Grzbietu i Rudaw Janowickich. Geologiczne granice masywu stanowią: synklina Doberlug (ang. *Doberlug Syncline*) po stronie NW, uskoki śródlużycki (ang. *Intra-Lusatian Fault*) oraz główny uskoki śródsudecki (ang. *Main Intra-Sudetic Fault*) po stronie NE, nasunięcie lużyckie⁴ (ang. *Lusatian Thrust*) oraz **uskoki zachodniolużycki** (ang. *West Lusatian Fault*) wchodzące w skład **strefy uskokowej górnej Łaby**⁵ (ang. *Upper Elbe Fault Zone*) po stronie SW (ryc. 1). Ku SW wychodnie skał masywu łużycko-izerskiego, wraz ze strefą Łaby, nikną pod sukcesją **północnoczeskiej niecki**

⁴Nazwa jest tradycyjna ale niezbyt ścisła — w istocie rzeczy jest to wysokokątowy (stromy) uskoki odwrócony.

⁵Przymiotnik *górnego* proponujemy dodać dla odróżnienia tej struktury od linii tektonicznej zlokalizowanej wzdłuż dolnego biegu Łaby (odpowiadającej NW segmentowi wyróżnianego niekiedy w Polsce lineamentu Hamburg–Kraków), często w geologii zachodnioeuropejskiej określanej lineamentem albo strefą uskokową Łaby.



Ryc. 2. Regionalizacja tektoniczna Polski południowo-zachodniej: **A** — położenie w stosunku do masywu czeskiego; **B** — szkic geologiczny południowo-zachodniej Polski. Skróty: BU — uskoki Bušina; GUS — główny uskoki śródsudecki; MB — masyw Braszowice-Brzeźnicy; MNR-S — masyw Nowej Rudy-Słupca; MSz — masyw Szklar; NK — nasunięcie kłodzkie; RC — rów Czerwińc; SUB — sudecki uskoki brzeźny; SUD — strefa uskokuwa Doliska; SUL — strefa uskokuwa Łaby; SUO — strefa uskokuwa środkowej Odry; ZBT — zrąb Bielawy-Trzebnica; ZWL — zrąb Wolsztyn-Leszno

Fig. 2. Tectonic regionalization of southwestern Poland: **A** — position of the region with reference to the Bohemian Massif; **B** — geologic sketch of southwestern Poland. Abbreviations: BU — Bušin Fault; GUS — Main Intra-Sudetic Fault; MB — Braszowice-Brzeźnica Massif; MNR-S — Nowa Ruda-Słupiec Massif; MSz — Szklary Massif; NK — Kłodzko Thrust; RC — Czerwińc; RC — Czerwińc Graben; SUB — Marginal Sudetic Fault; SUD — Dolisk Fault Zone; SUL — Elbe Fault Zone; SUO — Odra Fault Zone; ZBT — Bielawy-Trzebnica Horst; ZWL — Wolsztyn-Leszno Horst

(płyty) **kredowej** (ang. *North Bohemian Cretaceous Basin*), a ku wschodowi — pod skałami osadowymi **synklinorium śródsudeckiego** (ang. *Intra-Sudetic Synclinorium*).

Część zachodnia masywu łżycko-izerskiego — **masyw łżycki** (pełna nazwa: **łżycki masyw granitowo-szarogłazowy**; ang. *Lusatian Granite-Greywacke Massif*) — jest zbudowana z granodiorytów łżyckich wieku 585–530 mln lat i szarogłazów łżyckich osadzonych w szelfowym zbiorniku 590–560 mln lat temu. Stanowi ona erozyjnie odsłonięty fragment późnoprekambryjskiego orogenu kadomskiego, w który na przełomie kambriu i ordowiku (514–490 mln lat temu) intrudowały granity rumburskie i izerskie. W części izerskiej masywu łżycko-izerskiego skały kadomskiej skorupy zostały zachowane w postaci kontynuujących się tu zgnejsowanych granodiorytów łżyckich (gnejsy Leśnej, Kościelnik i Platerówki) oraz pasm łupków łyszczkowych. Granity, przekształcone w różnym stopniu w gnejsy, budują też w całości północne i znaczne obszary południowo-wschodnich partii (szczególnie po stronie czeskiej) masywu izerskiego. Granity te zostały zdeformowane i zmetamorfizowane w trakcie orogenezy warwysyjskiej (380–335 mln lat temu). U jej schyłku intrudował granit karkonoski (328–310 mln lat temu), tworząc podłużny granitowy **pluton karkonoski** (ang. *Karkonosze Granite Pluton*) w centrum masywu izerskiego, oddzielając jego gnejsową część północną od średnio i nisko metamorficznych serii osadowo-wulkanogenicznych części południowej i wschodniej (ryc. 2). W budowie wschodniej i południowo-wschodniej części masywu łżycko-izerskiego istotny udział biorą bimodalne metawulkanity o wieku ok. 500 mln lat, które częściowo uległy metamorfizmowi wysokociśnieniowemu w facji łupków glaukofanowych (ok. 360 mln lat temu).

Do masywu łżyckiego, poprzez uskoki śródłżycki (granica SW), przylega wąskie **zgorzeleckie pasmo łupkowe**⁶ (ang. *Görlitz (Zgorzelec) Slate Belt*; ryc. 1–2). Geograficznie znajduje się ono na Pogórzu Wschodniołżyckim i Pogórzu Zachodniosudeckim. Granicę NE pasma wyznacza **główny uskoki łżycki** (ang. *Main Lusatian Fault*), oddzielający je od **synklinorium północnosudeckiego**. Ku SE pasmo zgorzeleckie przechodzi, w niejasny dotąd sposób, w kaczawskie pasmo łupkowo-zieleńcowe. Pasma zgorzeleckie jest zbudowane ze skał osadowych i wulkanitów obejmujących interwał czasowy od kambriu po wczesny karbon włącznie. Choć sukcesja ta różni się od kaczawskiej, reprezentując wyjściowo inny fragment osadowo-wulkanogenicznego wypełnienia paleozoicznego basenu, to cechą wspólną obu jest obecność dolnokarbońskich(?), chaotycznych kompleksów melanzowych, w obrębie których znajdują się fragmenty (olistolity) pochodzące z niszczenia starszej sekwencji ordowicko-dewońskiej. Skały pasma zgorzeleckiego przeszły też podobną ewolucję tektoniczną jak skały kompleksu kaczawskiego, choć zostały w niższym stopniu zmetamorfizowane.

Kaczawskie pasmo łupkowo-zieleńcowe (ang. *Kaczawa Greenstone-and-Slate Belt*) poprzez linię uskoku śródsu-

deckiego graniczy z masywem izerskim (ryc. 2, 3). Pod względem geograficznym zajmuje ono obszary Gór Kaczawskich, Pogórza Kaczawskiego, części Pogórza Izerskiego, Pogórza Wschodniołżyckiego i Niziny Śląskiej (Równina Legnicka, Równina Wrocławska). Geologicznie pasmo kaczawskie jest rozcięte przez uskoki sudecki brzeżny i przechodzi przez z bloku sudeckiego w obręb bloku przedsudeckiego. Część przedsudecką pasma kaczawskiego ogranicza od NE strefa uskokuwa środkowej Odry. W części północno-zachodniej skały pasma kaczawskiego nikną pod pokrywą skał osadowych synklinorium północnosudeckiego, jego granicę SE wyznaczają zaś **pluton granitowy Strzegomia-Sobótki** (ang. *Strzegom-Sobótka Granite Pluton*) i **masyw gabrowo-serpentynitowy Ślęży** (ang. *Ślęza Gabbro-Serpentine Massif*), który litotektonicznie reprezentuje fragment **ofiolitu sudeckiego** (ang. *Sudetic Ophiolite*). Kaczawskie pasmo łupkowo-zieleńcowe jest zbudowane z paleozoicznych serii obejmujących przedział wiekowy od dolnego kambriu po dolny karbon. Tworzą je węglanowe skały kambriu, silikoklastyczne skały ordowiku, głębokomorskie krzemionkowe skały syluru i dewonu, związane z nimi produkty zasadowego i kwaśnego (tzw. bimodalnego) wulkanizmu i magmatyzmu oraz dolnokarbońskie(?) zespoły melanzowe. Skały te zostały zmetamorfizowane w facji zieleńcowej (ok. 350–340 mln lat temu) z lokalnie czytelnymi relikami wcześniejszego metamorfizmu w warunkach wyższego ciśnienia facji łupków glaukofanowych (datowanymi na ok. 360 mln lat).

Synklinorium północnosudeckie (ang. *North Sudetic Synclinorium*) graniczy od SW ze zgorzeleckim pasmem łupkowym poprzez główny uskoki łżycki, a od NE jest ograniczone sudeckim uskokiem brzeżnym od bloku przedsudeckiego (ryc. 2, 3). Jednostka ta powstała w wyniku inwersji basenu sedymentacyjnego typu niecki, utworzonego na podłożu zbudowanym z serii metamorficznych pasma kaczawskiego w rejonie Świerzawy, Lwówka Śląskiego i Bolesławca. Oś synklinorium zanurza się łagodnie ku NW, dzięki czemu w jego SE obrzeżeniu można obserwować wychodnie kolejnych, coraz głębszych warstw wypełnienia osadowego dawnej niecki, obejmującego osady klastyczne najwyższego karbonu (stefanu), klastyki i wulkanity dolnego permu, morską sukcesję osadową cechsztynu wraz z łupkami miedzionośnymi, węglanami i siarczanami, które są przykryte seriami triasu i górnej kredy.

W północno-zachodniej części bloku przedsudeckiego, na wschód od Legnicy, wśród skał kaczawskiego pasma łupkowo-zieleńcowego, wyłania się na powierzchnię spod utworów kenozoicznych niewielki **masyw gnejsowy Wądroża Wielkiego** (ang. *Wądroże Wielkie Gneiss Massif*; ryc. 2, 3), zbudowany ze słabo zdeformowanych granodiorytów wieku 548 ± 9 mln lat, korelowanych z kadomskimi granodiorytami masywu łżyckiego.

Jeszcze dalej na północ jednostka kaczawska opiera się o **zrąb środkowej Odry** (ang. *Middle Odra Horst*), rozpoznany tylko dzięki otworom wiertniczym, wykonanym niegdyś w poszukiwaniu złóż miedzi. Zrąb, szerokości ok. 20 km i długości ponad 100 km, ograniczony jest od SW **południowym uskokiem Odry** (ang. *South Odra Fault*), a od NE — **północnym uskokiem Odry** (ang. *North Odra Fault*). Oba uskoki wyznaczają jednocześnie granice strefy

⁶Termin pasmo, używany w tekście do określenia także kilku innych jednostek tektonicznych, zawsze kryje w sobie — zgodnie z zalecaną definicją — strukturę złożoną z fałdów i nasunięć. Dodatkowe określenie litologiczne ma na celu pełniejszą charakterystykę jednostki, której nazwa z praktycznych względów powinna być możliwie krótka.

uskokowej Odry (ang. *Odra Fault Zone*). Zrąb oddziela blok przedsudecki od bloku południowopolskiego z monokliną przedsudecką (ryc. 2, 3). Wnętrze zrębu tworzą skały metamorficzne, zarówno o niskim, jak i o wysokim stopniu przeobrażenia, przecięte niewielkimi intruzjami posttektonicznych granitoidów o wieku 345 mln lat, a więc starszymi niż większość późno- i posttektonicznych granitoidów w Sudetach. Skały te składają się na ciągłe słabo poznana jednostkę tektonostratygraficzną, którą proponujemy określić mianem **strefy krystalicznej Odry** (ang. *Odra Crystalline Zone*).

Środkowa część bloku dolnośląskiego. W centrum tej części bloku leży **synklinorium śródsudeckie** (ang. *Intra-Sudetic Synclinorium*). Jest to struktura powstała w wyniku dwuetapowej inwersji basenu sedymentacyjnego, który od środkowego wizenu zajmował wnętrze Sudetów, stanowiąc wtedy rozległe późnoorogeniczne zapadlisko śródgórskie. Od wczesnego karbonu po wczesny trias, a potem, po przerwie, w późnej kredzie gromadziły się w nim głównie osady klastyczne, oddzielone od niższego piętra niezgodnością. Depozycji tych osadów towarzyszył okresowo w karbonie i w permie intensywny wulkanizm. Ramy tego basenu wyznaczały widoczne i dziś uskoki, oddzielające go od krystalicznego otoczenia, stąd też granice synklinorium śródsudeckiego są głównie tektoniczne. Północno-zachodnią i zachodnią granicę synklinorium stanowi zespół uskoku normalnych oddzielających je od metamorficznych serii skalnych masywu łżycko-izerskiego. Granicę północną tworzy **uskok Domanowa** (ang. *Domanów Fault*), odgraniczający synklinorium śródsudeckie od pasma kaczawskiego. Po stronie północno-wschodniej synklinorium graniczy ze strukturą Świebodziec wzdłuż **uskoku Strugi** (ang. *Struga Fault*) i z masywem gnejsowym Gór Sowich, w części wzdłuż wschodniego segmentu głównego uskoku śródsudeckiego. Dalej ku E i SE granice synklinorium są złożone, gdyż tworzą układ drugorzędnych zrębów i rowów w strefie granicznej z masywem kłodzkim, strukturą bardzką, plutonem kłodzko-złotostockim i kopułą orlicko-śnieżnicką. Ku SW dolne piętro synklinorium niknie pod pokrywą kredową piętra górnego, należąca do **północnoczeskiej niecki kredowej**. Ku SE pokrywa kredowa synklinorium śródsudeckiego przedłuża się w **row górnej Nysy Kłodzkiej** (ang. *Nysa Kłodzka Graben*), w którym gromadziły się detrytyczne osady szelfowe górnej kredy deponowane wprost na metamorficznych skałach kopuły orlicko-śnieżnickiej (ryc. 2).

Masyw gnejsowy Gór Sowich (ang. *Góry Sowie Gneiss Massif*), który przylega od NE do synklinorium śródsudeckiego, jest rozcięty uskokiem sudeckim brzeżnym na dwie części — sudecką i przedsudecką (ryc. 2, 3). W swej części górskiej **masyw sowiogórski** graniczy uskokiowo na SE ze **strukturą bardzką**, a na NW ze **strukturą Świebodziec**. W części przedsudeckiej północną granicę masywu stanowi uskoki dzielący go od masywu Ślęży, wschodnią zaś — **strefa ścinania Niemczy** (ryc. 2, 3). Masyw sowiogórski jest zbudowany głównie z kilku odmian gnejsów, w części migmatycznych, wśród których podrzędnie występują granulity, amfibolity i sporadycznie ultrabazyty. Protolitem gnejsów sowiogórskich były przede wszystkim szarogłazy oraz pelity osadzające się w basenie neoproterozoiczno-kambryjskim, a podrzędnie —

granitoidy intrudujące od 490 do 480 mln lat temu. Metamorfizm tych skał w warunkach górnej facji amfibolitowej zachodził 385–360 mln lat temu.

Ofiolit sudecki (ang. *Sudetic Ophiolite*) jest tektonicznie rozczłonkowaną jednostką litostrukturalną, która odsłania się w kilku masywach skalnych, znajdujących się głównie na środkowym Przedgórzu Sudeckim: w Masywie Ślęży, Wzgórzach Kielczyńskich, Wzgórzach Niemczańsko-Strzelińskich oraz w Obniżeniu Noworudzkim w Sudetach Środkowych. Największe fragmenty ofiolitu reprezentują: gabrowo-serpentyinitowy **masyw Ślęży**, który przylega od północy do masywu sowiogórskiego. Na E od masywu Gór Sowich, wśród skał strefy Niemczy występuje serpentyinitowy **masyw Szklar** (ang. *Szklary Serpentine Massif*) oraz gabrowo-serpentyinitowy **masyw Braszowic-Brzeźnicy** (ang. *Braszowice-Brzeźnica Gabbro-Serpentine Massif*), a na SW — **gabrowo-diabazowy masyw Nowej Rudy-Słupca** (ang. *Nowa Ruda-Słupiec Gabbro-Diabase Massif*; ryc. 2, 3). Protolit ofiolitu sudeckiego składał się głównie z ultramafitów i gabr, niewielkiej ilości dolerytów i bazaltów oraz rzadko występujących litytów. Skały te stanowiły fragment skorupy oceanicznej generowanej 420–400 mln lat temu, kiedy to prawie jednocześnie ulegały przeobrażaniu (serpentyinizacji i rodingityzacji) pod znacznym wpływem wody morskiej. W późnym dewonie zostały one pogrążone na głębokość 5–8 km (1,7–3 kbar) i uległy metamorfizmowi regionalnemu w warunkach dolnej facji zieleńcowej (250–370°C). Nie przeszły one jednak wcześniej metamorfizmu w wyższych ciśnieniach. Wynika stąd, że nie uległy subdukcji, co odróżnia je istotnie od serii metawulkanitów kaczawskich oraz serii metawulkanitów z SE części masywu łżycko-izerskiego. Z końcem dewonu rozczłonkowany na fragmenty ofiolit śródkowsudecki wraz gnejsami sowiogórskimi i metamorfikiem masywu kłodzkiego był już na powierzchni i podlegał erozji.

Przy NW narożu trójkątnego w kształcie masywu sowiogórskiego znajduje się **struktura Świebodziec** (ang. *Świebodzice Structural Unit*), wklonowana pomiędzy gnejsy sowiogórskie na południu a pasmo kaczawskie na północy (ryc. 2, 3). Na SW uskoki Strugi oddziela strukturę Świebodziec od niecki śródsudeckiej, a brzeżny uskoki sudecki obcina ją na NE. Struktura Świebodziec stanowi ograniczony uskoki i wewnętrznie sfałdowany, romboidalny w kształcie fragment większego(?), wczesnowaryscyjskiego śródgórskiego basenu osadowego, wypełnionego zlepieńcami, piaskowcami i mułowcami. Tworzą one trzy formacje powstałe w wyniku późnodewońsko-wczesnokarbońskiej (ok. 360–350 mln lat) erozji masywu sowiogórskiego oraz leżącego ówczśnie dalej na zachód, nieznanego „masywu południowego”.

Na północ od struktury Świebodziec i masywu gnejsowego Gór Sowich występuje na powierzchni duży, karbońsko-wczesnopermski **pluton granitowy Strzegom-Sobótka** (ang. *Strzegom-Sobótka Granite Pluton*), kontaktujący intruzywnie ku SE z masywem Ślęży (ryc. 2, 3).

Strefa ścinania Niemczy (ang. *Niemcza Shear Zone*) przylega od zachodu do masywu gnejsowego Gór Sowich (ryc. 2, 3). Znajduje się ona na Przedgórzu Sudeckim, zajmując obszar Wzgórz Dębowych i Wzgórz Szklarskich, które są częścią Wzgórz Niemczańsko-Strzelińskich. Od wschodu pod względem geologicznym graniczy ona z

pasmem metamorficznym Kamieńca, na południu zaś obcina ją brzeżny uskok sudecki, podczas gdy na północy niknie pod pokrywą kenozoiczną. Strefa Niemczy stanowi 20-kilometrowej szerokości fragment zmetamorfizowanej sekwencji osadowej szarogłazów i kwarcytów, z wystąpieniami skał ofiolitu sudeckiego oraz strefowo zmylonityzowanych ciał gnejsów sowiogórskich. Intrudowały w nią granodioryty niemczańskie o wieku 340 mln lat. Sekwencja ta uległa tu niskociśnieniowemu metamorfizmowi, przynajmniej w części związanemu z efektem termicznym pojawienia się intruzji, która była syntektoniczna z regionalną deformacją ścięciową w tej strefie.

Struktura bardzka (ang. *Bardo Structural Unit*) znajduje się na południe od masywu sowiogórskiego oraz strefy Niemczy i masywów ofiolitowych, w podniesionym, spagowym skrzydle brzeżnego uskoku sudeckiego (ryc. 2, 3). Geograficznie jest ona zlokalizowana głównie na obszarze Gór Bardzkich w Sudetach Środkowych. Geologicznie od SW graniczy z kłodzkim masywem metamorficznym i leżącym nad nim niezgodnie cienkim pakietem górnodewońskich zlepieńców i wapieni, na które jest nasunięta wzdłuż **nasunięcia kłodzkiego** (ang. *Kłodzko Thrust*), a także z wypełnionym osadami dolnopermскими **rowem tektonicznym Czerwieńczyc** (ang. *Czerwieńczyce Graben*), odgałęziającym się od synklinorium śródsudeckiego. Od NE strukturę bardzką obcina brzeżny uskoc sudecki. Od NW poprzez szeroką strefę uskocową, reprezentującą fragment głównego uskoku śródsudeckiego, struktura bardzka graniczy z blokiem sowiogórskim. Budują ją głównie niezmetamorfizowane skały górnego ordowiku(?), syluru, dewonu i dolnego karbonu, jedynie w części południowej wyraźnie podgrzane przez późnokarbońską intruzję granitoidów kłodzko-złotostockich.

Ze strukturą bardzką sąsiaduje i tworzy częściowo jej podłoże **kłodzki masyw metamorficzny** (ang. *Kłodzko Metamorphic Massif*). Jego granicę SW wyznacza uskoc oddzielający go od niecki śródsudeckiej, a serie osadowe niecki przykrywają masyw od NW (ryc. 2, 3). Od NE masyw kłodzki graniczy poprzez nasunięcie kłodzkie ze strukturą bardzką oraz z rowem tektonicznym Czerwieńczyc, natomiast od SE — z granitoidowym **plutonem Kłodzka-Złotego Stoku** (ang. *Kłodzko-Złoty Stok Granite Pluton*). Kłodzki masyw metamorficzny jest zbudowany z amfibolitów, metagabr i gnejsów plagioklazowych, zmetamorfizowanych w facji amfibolitowej, oraz z metaryolitów, zieleńców, fyllitów i środkowodewońskich wapieni, zmetamorfizowanych w facji zieleńcowej. Najnowsze badania izotopowe wskazują na poligeniczność i różny wiek serii wyjściowych. Część z nich jest wieku neoproterozoicznego, a część (słabiej zmetamorfizowana) — dolnopaleozoicznego.

Kopuła orlicko-śnieżnicka (ang. *Orlica-Snieżnik Dome*) obejmuje Góry Orlickie i Góry Bystrzyckie, masyw górski Śnieżnika, Góry Złote, Góry Rychlebskie, Góry Bialskie i Krowiarki. Geograficznie obszar Gór Orlickich i Bystrzyckich jest zaliczany do Sudetów Środkowych, reszta — do Sudetów Wschodnich. Granice kopuły orlicko-śnieżnickiej wyznacza na NW pokrywa platformowa ujęta w synklinorium śródsudeckie, na zachodzie krawędź północnoczeskiej płyty kredowej, na północy granitoidy plutonu Kłodzko-Złoty Stok, a na NE — sudecki uskoc brzeżny (ryc. 2, 3). Na wschodzie ogranicza kopułę zespół nasunięć moldanubskich, biegnących w obrębie łupko-

wo-amfibolitowego **pasma Starého Města** (ang. *Staré Město Belt*).

Litostratygrafia kopuły orlicko-śnieżnickiej jest urozmaicona. Jej część wewnętrzną budują różne odmiany gnejsów (migmatycznych i metagranitów) o wieku 514–490 mln lat oraz łupki łyszczykowe, amfibolity i leptynity (metaryolity) o wieku ok. 520–500 mln lat, a także wapienie krystaliczne i kwarcyty, zmetamorfizowane w facji amfibolitowej. Wśród gnejsów migmatycznych występują skały zmetamorfizowane w warunkach facji granulitowej i eklogitowej na znacznych głębokościach (do 130 km) pod bardzo wysokim ciśnieniem (do 33 kbar). Część zewnętrzna kopuły orlicko-śnieżnickiej tworzy na zachodzie, oddzielone od części wewnętrznej kopuły synmetamorficznymi uskocami normalnymi, **pasma fyllitowo-zieleńcowe Nového Města** (ang. *Nové Město Slate-Greenstone Belt*). Tylko niewielka część tego pasma wchodzi na terytorium Polski. W całości po stronie czeskiej leżą fyllity, łupki i paragnejsy, częściowo migmatyczne, oraz amfibolity mało jeszcze poznanego pasma łupkowego Zabřehu (ang. *Zabřeh Schist Belt*).

Pasma metamorficzne Kamieńca Ząbkowickiego (ang. *Kamieniec Ząbkowicki Metamorphic Belt*) znajduje się we wschodniej części Przedgórza Sudeckiego, na obszarze Wzgórz Dębowych i Wzgórz Dobrzeńskich należących do Wzgórz Niemczańsko-Strzelińskich. Jego granicę zachodnią stanowi strefa ścinania Niemczy, granicę wschodnią stanowi strefa korzeniowa **nasunięcia Strzelina** (ang. *Strzelin Thrust*), w większości skryta pod osadami kenozoicznymi doliny Oławy, granicę południową zaś — uskoc sudecki brzeżny (ryc. 2, 3). Granica północna pasma nie jest dobrze określona, gdyż znika ono pod pokrywą kenozoiczną.

Pasma kamienieckie tworzą łupki łyszczykowe z przelawiczeniami leptynitów, amfibolitów, marmurów oraz para- i ortognejsy, zmetamorfizowane w warunkach facji amfibolitowej. W części południowej pasma, w obrębie łupków występują ciała eklogitów i granulitów. W części wschodniej pasma kamienieckiego dominują liczne odmiany gnejsów o zróżnicowanym wieku protolitów — od 1020 do 380 mln lat.

Wschodnia część bloku dolnośląskiego. W granicach Polski zespoły skalne wschodniej części bloku dolnośląskiego odsłaniają się głównie na bloku przedsudeckim. Niemal cała część wschodnia bloku sudeckiego leży na terytorium czeskim i geograficznie prawie pokrywa się z Sudetami Wschodnimi (ryc. 2, 3). Pokrywa kenozoiczna pozostawia tu na powierzchni jedynie niewielkie izolowane, wyspowe wystąpienia skał podłoża. Największym z nich, leżącym najdalej na północny, jest **masyw gnejsowo-granitowy Strzelina** (ang. *Strzelin Gneiss-Granite Massif*). W jego obrębie znajduje się **nasunięcie strzelińskie** (ang. *Strzelin Thrust*), które stanowi północny fragment zespołu nasunięć moldanubskich (ryc. 3B). Oddzielają one masyw czeski, obejmujący wewnętrzną część orogenu waryscyjskiego (strefy saksoturyńską i moldanubską wraz z bohemikum), od **strefy morawsko-śląskiej** (ang. *Moravo-Silesian Zone*), która należy do zewnętrznej części tego orogenu. W obrębie bloku dolnośląskiego zespół **nasunięć moldanubskich** (ang. *Moldanubian Thrust Zone*) rozdziela jego część zachodnią i środkową od części wschodniej. Ku południowi zespół nasunięć moldanubskich kontynu-

uje się w obrębie pasma Starého Města i stanowi wschodnią granicę kopuły orlicko-śniežnickiej.

Masyw Strzelina, geograficznie przynależny do Wzgórz Niemczańsko-Strzelińskich, jest zbudowany z serii metamorficznych: neoproterozoicznych i późnokambryjskich gnejsów (protolity: 600–568 mln lat, 504 mln lat), łupków łuszczkowych, amfibolitów i marmurów oraz dewońskich kwarcytów i łupków kwarcytowych, zmetamorfizowanych w dolnym i górnym zakresie facji amfibolitowej. W serie te w długim przedziale czasu intrudowały w karbonie granitoidy — od 347–330 do 300–290 mln lat temu.

Cechą charakterystyczną Sudetów Wschodnich jest m.in. obecność neoproterozoicznych, kadomskich gnejsów i skał metaosadowych oraz dewońskich kwarcytów i wapieni, znanych też z masywu Brna, który należy już do przedpola orogenu waryscyjskiego. Tektonicznie złożone, krystaliczne podłoże tego przedpola kontynuuje się ku NNE aż po **blok górnośląski** (tzw. Brunovistulicum), którego platformowa pokrywa obejmuje też dewońsko-karbońskie **zapadlisko górnośląskie** (ryc. 3B).

Wschodnie skał krystalicznych wschodniej części bloku dolnośląskiego (Sudetów Wschodnich także w sensie geologicznym; gaśnie tutaj uskocki brzeźny, a z nim podział na część sudecką i przedsudecką bloku) odsłaniają się wypowo spod pokrywy kenozoicznej w rejonie Otmuchowa (w Obniżeniu Otmuchowskim) i Głuchołaz, w Górach Opawskich, już na terenie Śląska Opolskiego, poza granicami Dolnego Śląska. Strefa odsłoneń skał średniego stopnia metamorfizmu regionalnego (marmury, łupki łuszczkowe, amfibolity) w Górach Opawskich stanowi niewielki fragment dużej jednostki strukturalnej, znanej z terytorium czeskiego po nazwę **kopuły Desny** (ang. *Desna Dome*), zbudowanej głównie z dewońskich skał metaosadowych i metawulkanicznych oraz kadomskich gnejsów, które w małej części tylko odsłaniają się na terenie Polski.

Dalej na wschód, w okolicach Prudnika i Głubczyc, w obrębie Płaskowyżu Głubczyckiego, odsłania się niewielki północny fragment dużej jednostki strukturalnej, występującej głównie na obszarze Republiki Czeskiej, zbudowanej z rozwiniętej w facji kulmu, w przewodzie turbidytowej sukcesji dolnokarbońskiej, z niewielkim udziałem przedorogenicznych osadów dewońskich, wykazującej niski stopień metamorfizmu regionalnego w swej zachodniej części. Wspomniana sukcesja jest ujęta w szereg płaszczowin i jako jednostka strukturalna określana terminem **morawo-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze** (ang. *Moravo-Silesian Fold-and-Thrust Belt*). Jednostka ta stanowi typową brzeźną strefę fałdów i nasunięć, odpowiadającą zewnętrznej strefie orogenu waryscyjskiego, ku wschodowi nasuniętą na słabo sfałdowany zachodni skraj zapadliska górnośląskiego (ryc. 2, 3B).

Główne jednostki strukturalne bloku południowopolskiego

Monoklina przedsudecka (ang. *Fore-Sudetic Homocline*) to termin używany tradycyjnie dla określenia serii permu i triasu zapadających pod małym kątem ku NE (ryc. 2, 3). Stanowią one platformową pokrywę sfałdowanego karbońskiego fliszowego podłoża, które tworzy **pasmo fałdowo-nasuwcze południowej Wielkopolski** (ang. *South Wielkopolska Fold-and-Thrust Belt*). Pasma to reprezentują

fragment eksternidów waryscyjskich, występujących pomiędzy strefami uskokowymi Odry i Dolska. Strukturalnie nawiązuje ono do morawo-śląskiego pasma fałdowo-nasuwczego ku SE i pasma renohercyńskiego ku WNW. Jeszcze głębsze elementy podłoża bloku południowopolskiego nawiercono w wyniesionych **zrębach Wolsztyna-Leszna i Bielaw-Trzebnicy** (ang. *Wolsztyn-Leszno Horst, Bielawy-Trzebnica Horst*) w postaci kwarcowo-serycytowych fyllitów, odsłaniających się tam na powierzchni podpermskiej. Choć wiek ich osadowego protolitu nie jest dobrze znany — prawdopodobnie dewoński — to końcowe fazy głównej deformacji i przeobrażeń udało się datować na 340 mln lat. Wskazuje to na przynależność tych skał do orogenu waryscyjskiego. Głębokie podłoże monokliny pozostaje nieznane. Jego sejsmiczna charakterystyka prędkościowa wskazuje na podobieństwo środkowej i dolnej skorupy do skorupy innych obszarów platformy zachodnioeuropejskiej.

Podłoże monokliny przedsudeckiej i SW skrzydła synklinorium szczecińsko-miechowskiego, poniżej strefowo zafałdowanej sukcesji osadowej karbonu (strukturalnie reprezentującej bądź jeszcze kontynuację południowopolskiego pasma fałdowo-nasuwczego zewnętrznej strefy waryscydów, bądź też już tylko słabo zdeformowaną część wypełnienia karbońskiego basenu przedgórskiego waryscydów) ze względu na zbyt dużą głębokość występowania nie zostało dotąd rozpoznane.

Literatura

- ALEKSANDROWSKI P., KRYZA R., MAZUR S., PIN C. & ZALASIEWICZ J.A. 2000 — The Polish Sudetes: Caledonian or Variscan? Transactions of the Royal Society, Edinburgh, Earth Sciences (1999), 90: 127–146.
- ALEKSANDROWSKI P. & MAZUR S. 2002 — Collage tectonics in the northeasternmost part of the Variscan Belt: the Sudetes, Bohemian Massif. [W:] Winchester J., Pharaoh T. & Verniers J. (eds), Palaeozoic Amalgamation of Central Europe, Geological Society, Sp. Publication, 201: 237–277.
- FRANKE W. & ŻELAŻNIEWICZ A. 2000 — The eastern termination of the Variscides: terrane correlation and kinematic evolution. [W:] Franke W., Haak V., Oncken O. & Tanner D. (eds.), Orogenic processes: quantification and modelling in the Variscan belt, Geological Society Sp. Publication, 179: 63–86.
- KONDRACKI J. & RICHLING A. 2002 — Geografia regionalna Polski, PWN.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., KRYZA R. & OBERC-DZIEDZIC T. 2006 — The Variscan Orogen in Poland, Geol. Quart., 50: 89–118.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., TURNIAK K. & AWDANKIEWICZ M. 2007a — Geology, tectonic evolution and Late Palaeozoic magmatism of Sudetes — an overview. [W:] Kozłowski A. & Wiszniewska J. (eds), Granitoids in Poland, Archivum Mineralogiae Monograph No. 1. Komitet Nauk Mineralogicznych PAN, Wydział Geologii UW: 59–87.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P. & SZCZEPAŃSKI J. 2007b — Zarys budowy i ewolucji tektonicznej waryscyjskiego piętra strukturalnego Sudetów. [W:] August C. & Cwiakalski J. (eds), Dolny Śląsk jako zaplecze surowcowe do budowy autostrad. Mat. sesji naukowej z okazji 16. Zjazdu Stowarzyszenia Geologów Wychowanków Uniwersytetu Wrocławskiego, ING UW, 22.09.2007, Wrocław: 19–37.
- OBERC J. 1972 — Budowa geologiczna Polski, t. 4, Tektonika, cz. 2, Sudety i obszary przyległe. Wyd. Geol.
- STUPNICKA E. 1989 — Geologia regionalna Polski. Wyd. Geol.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K. & OBERC J. 1957 — Geologia regionalna Polski, t. 3. Sudety, z. 1. Twory przedtrzęsiorzędowe. Pol. Tow. Geol., Kraków.
- ŻELAŻNIEWICZ A. 1997 — The Sudetes as a Palaeozoic orogen in central Europe. Geol. Mag., 134: 691–702.
- ŻELAŻNIEWICZ A. 2006 — Dzieje Ziemi. Przeszłość geologiczna. [W:] Fabiszewski J. (red.), Przyroda Dolnego Śląska. Wyd. PAN, Oddział we Wrocławiu: 86–132.