

Charakterystyka budowy geologicznej Dolnego Śląska

Wprowadzenie.....	2
Obszar Dolnego Śląska na tle jednostek strukturalnych Polski i Europy Środkowej.....	2
Budowa geologiczna Dolnego Śląska.....	3
Neoproterozoik – dolny ordowik (kompleks kadomski).....	3
Dolny paleozoik (kompleks sowiogórski i ultramaficzno-maficzny kompleks ofiolitowy).....	4
Dolny paleozoik (ordowik – dewon) (syntektoniczny kompleks kaledońsko-warycyjski).....	5
Paleozoik górny (górny dewon – dolny perm) (synorogeniczny kompleks warycyjski).....	6
Cechsztyń – mezozoik (kompleks platformowy).....	8
Kenozoik - trzeciorzęd.....	9
Paleogen.....	9
Paleogen – Neogen.....	10
Neogen.....	11
Miocen.....	11
Pliocen.....	13
Czwartorzęd.....	14
Literatura.....	18

Charakterystyka budowy geologicznej Dolnego Śląska

Stefan Cwojdzński

Wprowadzenie

Z geologicznego punktu widzenia na obszarze województwa dolnośląskiego mamy do czynienia z kilkoma jednostkami tektonicznymi ukształtowanymi w wyniku kenozoicznych ruchów blokowych. Są to od południa: blok Sudetów, z wyjątkiem skrawka Sudetów Wschodnich, blok przedsudecki oraz SW fragment monokliny przedsudeckiej (Don, Żelaźniewicz, 1990). Jednostki te są rozdzielane przez strefy uskokowe o głębokich założeniach reprezentowane dziś przez kruche uskoki normalne. We współczesnym obrazie morfologicznym obniżają się one progowo ku NE.

Wewnętrzna budowa geologiczna obszaru województwa jest bardzo skomplikowana (Sawicki, 1967, 1995). Zawdzięcza ona powstanie polifazowej ewolucji geologicznej trwającej od górnego proterozoiku po czwartorzęd. W toku tej ewolucji wyróżnić można kilka zasadniczych etapów: (1) neoproterozoiczno-dolnoordowicki (kadomski), (2) dolnopaleozoiczny (ordowik–dewon), (3) górnodewońsko-karbońsko-dolnopermski, (4) cechsztyńsko-mezozoiczno-trzeciorzędowy i (5) czwartorzędowy. Procesy typowe dla poszczególnych etapów ewolucji zajął zarówno przestrzennie jak i czasowo. Etap 1 i 2 reprezentowane są dziś przez kompleksy skał metamorficznych i magmowych, które podlegały kilkufazowym deformacjom fałdowo-nasunięciowym i ścięciowym odbywającym się na różnych poziomach skorupy ziemskiej. Etap 3 odpowiada waryscyjskim procesom orogenicznym i synorogenicznej sedymentacji i działalności magmowej i jest reprezentowany przez kompleksy skał osadowych o charakterze fliszowym i molasowym, granitoidy oraz zróżnicowane geochemicznie kompleksy skał wulkanogenicznych. Etap 4 to etap typowej sedymentacji platformowej i deformacji blokowych.

Obszar Dolnego Śląska na tle jednostek strukturalnych Polski i Europy Środkowej

Obszar Dolnego Śląska leży w obrębie szerokiego pasa Waryscydów środkowo-europejskich, które dziś tworzą na znacznym obszarze podłoże platformy paleozoicznej. Obszar deformacji waryscyjskich, fałdowo - nasunięciowych obejmuje SW Polskę i stanowi wschodnie przedłużenie wydzielanych w Niemczech jeszcze przez Kossmata (1927) stref: saksońsko-turyngskiej, reńsko - hercyńskiej i subwaryscyjskiej. Część wewnętrzna orogenu waryscyjskiego to Sudety i blok przedsudecki (Żelaźniewicz, 1997), część zewnętrzna jest ukryta pod platformową pokrywą monokliny przedsudeckiej i znana głównie na podstawie danych geofizycznych i wierceń. Granicą obu części pasma waryscyjskiego jest strefa Odry - wąski pas skał mezozonalnych z granitoidami o kierunku NW - SE obramowany z obu stron przez, wykazywane wierceniami lub metodami geofizycznymi, kompleksy ultrazasadowo-zasadowe (Cwojdzński, Żelaźniewicz, 1995). Z punktu widzenia neoproterozoiczno-paleozoicznych etapów ewolucji obszar Dolnego Śląska leży w obrębie strefy saksońsko-turyngskiej orogenu waryscyjskiego Europy Środkowej graniczącej od południa z masywem czeskim (strefa moldanubska) (internidy sudeckie) (Żelaźniewicz et al., 1995). Metamorfik odrzański stanowi granicę z zewnętrzną częścią orogenu odpowiadającą strefie reńsko-hercyńskiej (eksternidy wielkopolskie). Ta część jest dziś całkowicie ukryta pod pokrywą platformową monokliny przedsudeckiej (Pożaryski, Karnkowski, 1992).

Permsko-mezozoiczne etapy ewolucji tego obszaru są związane ze stopniowym rozpadem orogenu waryscyjskiego i kształtowaniem się platformy postwaryscyjskiej. Z kolei w trzeciorzędzie Dolny Śląsk wszedł w skład obszaru intensywnych deformacji blokowych na

przedpolu orogenu alpejskiego Karpat Zachodnich (Oberc, 1972). W czwartorzędzie stał się częścią europejskiej strefy zlodowaceń plejstocenijskich.

Budowa geologiczna Dolnego Śląska

Charakterystyczną cechą budowy geologicznej Dolnego Śląska jest jej mozaikowość. W dzisiejszym poziomie intersekcyjnym poszczególne jednostki tektono-stratygraficzne są oddzielone od siebie przeważnie przez uskoki kruche, zarówno normalne, jak inwersyjne (Cymerman, 2001). Ułatwia to wyznaczanie granic jednostek, utrudnia natomiast stwierdzenie ich wzajemnych relacji przestrzennych. Główne jednostki to blok karkonosko-izerski, kopuła orlicko-śnieżnicka, intruzja granitoidowa Strzegom – Sobótka z osłoną metamorficzną, blok Gór Sowich ze strefą Niemczy i wokólsowogórskimi masywami ultrazasadowo-zasadowymi, metamorfik środkowej Odry, krystalinik Wzgórz Strzebińskich, jednostka kaczawska, jednostka bardzka, depresja Świebodzic, depresja śródsudecka oraz północno-sudecka. Niezależnie jednak od mozaikowości budowy geologicznej Sudetów i bloku przedsudeckiego mamy tu do czynienia z kompleksami tektono-stratygraficznymi wspólnymi dla poszczególnych jednostek, mimo wszelkich różnic. Wydzielenie takich kompleksów jest ułatwione przez datowania radiometryczne oparte na zróżnicowanych metodach (U-Pb, Pb-Pb, Ar-Ar, K-Ar itp.), których ilość narosła w ostatnich latach.

Neoproterozoik – dolny ordowik (kompleks kadomski)

Skały tego kompleksu, tworzące fragmenty kadomskiego podłoża, zostały udokumentowane w bloku karkonosko-izerskim, w kopule orlicko-śnieżnickiej, w metamorfiku kłodzkim, oraz w rejonie Wądroża Wielkiego na bloku przedsudeckim i w krystaliniku Wzgórz Strzebińskich. Najstarsze skały są reprezentowane przez fragmenty górnoproterozoicznych serii suprakrustalnych, w które intrudowały kadomskie granitoidy - zdeformowane następnie i tworzące dziś kompleksy ortognejsów. Do serii suprakrustalnych należą (Szałamacha i in., 1995): (1) szarogłazy łużyckie (szarogłazy, fyllity) w zachodniej części bloku karkonosko-izerskiego, (2) skały izerskich pasm łupkowych: złotnickiego, Starej Kamienicy i Szklarskiej Poręby oraz łupki z Czarnowa we Wschodnich Karkonoszach (seria z Niedamirowa) (łupki łuszczycowe, lokalnie sfeldszpatyzowane z wkładkami skał wapienno-krzemianowych, kwarcytów fluorytowych i turmalinowych, leptynitów, łupki łuszczycowo-chlorytowo-kwarcowe z granatem, chlorytoidem oraz staurolitem i kasyterytem, marmury, amfibolity) (Teisseyre, 1973), (3) kompleks skalny formacji strońskiej (i Młynowca) w kopule orlicko-śnieżnickiej reprezentowany przez łupki łuszczycowe i paragnejsy z wkładkami amfibolitów, leptytów, marmurów, łupków grafitowych i kwarcytów (Cymerman, 1996), (4) – starsza seria łupkowa krystaliniku Wzgórz Strzebińskich (łupki łuszczycowe, amfibolity, skały wapieniowo-krzemianowe, marmury), (5) seria łupkowa Kamieńca Ząbkowickiego (łupki dwułuszczycowe ze staurolitem, andaluzytem i dystenem z wkładkami kwarcytów i kwaśnych metawulkanitów oraz eklogitów) (Szałamacha, Szałamacha, 1996; Badura i in., 1998, Cymerman, 1996, Achramowicz i in., 1997).

Skały kadomskiej serii suprakrustalnej reprezentują osady i wulkanity basenów śródkontynentalnych lub szelfów. Wiek cyrkonów z materiału wulkanogenicznego wynosi od 640-620 Ma (metatufity pasma złotnickiego) przez 560 Ma (szarogłazy łużyckie) do 520 Ma (leptyty serii strońskiej). W krystaliniku Wzgórz Strzebińskich gnejsy syllimanitowe z Nowolesia (paragnejsy ?) mają udokumentowany wiek Pb-Pb nawet 1020 Ma (Oberc-Dziedzic, Szczepański, 1995). Z kolei badania reliktyw skamieniałości ze skał serii strońskiej (Gunia, 1997) wskazują na wiek późnoproterozoiczno-wczesnokambryjski. Wszystkie

omawiane skały przeszły progresywny metamorfizm regionalny od niskiego stopnia w wypadku szarogłazów łużyckich przez facje zieleńcowe (łupki pasma złotnickiego, fyllity z Włosienia) przy $T=400 - 450^{\circ}\text{C}$ i $p=4$ kb do facji amfibolitowych przy $T=560 - 630^{\circ}\text{C}$ i różnych ciśnieniach $p=3-4$ do $7-8$ kb. Podłoże suprakrustalnej serii kadomskiej nie jest znane.

W skały serii suprakrustalnej intrudowały ciała granitoidowe, które w następstwie deformacji mylonitycznej zostały przekształcone w zróżnicowane strukturalnie i teksturalnie kompleksy ortognejsowe. Skały te są dziś reprezentowane przez (1) granodioryty zawidowskie (540-533 Ma), granity rumburskie i izerskie (514 – 480 Ma), leukogranity i leukognejsy oraz gnejsy granodiorytowe, izerskie i kowarskie (500 ma) w bloku karkonosko-izerskim, (2) gnejsy Wądroża Wielkiego (548 Ma) występujące na bloku przedsudeckim wśród skał kompleksu kaczawskiego, (3) ortognejsy i gnejsy jednostki Orlej – Gołogłów (500 - 590Ma) w SW części metamorfiku kłodzkiego, (4) ortognejsy śnieżnickie i bystrzyckie oraz migmatyczne gnejsy gierałtowskie (488 – 522 Ma – U-Pb i Pb-Pb na cyrkonach) w skałach kopuły orlicko-śnieżnickiej, (6) gnejsy strzelińskie (568-600 Ma) w krystalniku Wzgórz Strzelińskich. Dotychczasowe dane na temat ewolucji tektono-metamorficznej tych skał nie zawsze pozwalają na stwierdzenie wieku zgnejszowania. Dane radiometryczne dotyczące gnejsów gierałtowskich i śnieżnickich (Rb-Sr, U-Pb) sugerują metamorfizm tych skał o wieku około 340 Ma. Ulegały one metamorfizmowi w warunkach $T=520-550^{\circ}\text{C}$ i $p=4,5 - 8,5$ kb. (M.in.: Borkowska i in., 1980; Borkowska, Dörr, 1998, Korytowski i in., 1993, Oliver i in., 1993, Kröner i in., 1994, Hegner, Kröner, 2000, Seston i in., 2000, Oberc-Dziedzic i in., 2003, A.Żelaźniewicz, 2003).

Dolny paleozoik (kompleks sowiogórski i ultramaficzno-maficzny kompleks ofiolitowy)

Trójkątny dziś w zarysie blok sowiogórski występujący w centralnej partii dolnośląskiej mozaiki tektonicznej, stanowi pod względem zarówno litologicznym jak i strukturalnym element obcy wśród skał sąsiadujących jednostek metamorficznych. Blok ten jest natomiast związany przestrzennie z otaczającymi, a częściowo podścielającymi go, wystąpieniami skał ultramaficzno-maficznych tworzącymi tzw. kompleks ofiolitowy.

W skład kompleksu sowiogórskiego, który odsłania się zarówno w Górach Sowich, jak i na ich przedpolu na bloku przedsudeckim, wchodzi: 1) paragnejsy i migmatyty, te ostatnie bardzo urozmaicone teksturalnie występują jako migmatyty warstewkowe, nebulityczne, szlirowate lub homofaniczne, często z granatami, syllimanitem i pinitem pokordierytowym, (2) gnejsy syllimanitowe podobne strukturalnie, lecz ze znacznie większym udziałem syllimanitu - fibrolitu, (3) granitognejsy (migmatyty homofaniczne), (4) granitognejsy oczkowe silnie zdeformowane mylonitycznie, (5) gnejsy amfibolowe i amfibolity oraz (6) granulity (Szałamacha, Szałamacha, 1996; Cymerman, 1996).

Kompleks sowiogórski zbudowany jest więc z zespołu gnejsów i migmatytów z niewielkimi ciałami amfibolitów, granulitów i zserpentyzowanych perydotytów (niewidoczne w skali mapy 1:200 000). Zarówno wiek, jak i charakter protolitów tych skał jest dyskutowany (Żelaźniewicz, 1987, 1990, 1995). Jasne granulity sowiogórskie i perydotyty granatowe uległy metamorfizmowi w dolnej skorupie w czasie około 402 Ma, następnie razem z gnejsowym otoczeniem w warunkach facji amfibolowej i wielofazowej migmatyzacji w czasie 384 – 370 Ma. Szybkie wypiętrzanie kompleksu sowiogórskiego w górne partie skorupy jest dokumentowane radiometrycznie (Ar-Ar i Rb-Sr) na 370 – 360 Ma (M.in.: van Breemen i in., 1988, Bröcker i in., 1997, A.Żelaźniewicz, 2003). Dane te nie potwierdzają, długo uznawanego za pewnik, prekambryjskiego wieku kompleksu, choć taki wiek jest możliwy dla protolitów niektórych z tych skał (Gunia, 1985).

Wzdłuż wschodniej krawędzi bloku sowiogórskiego rozwinęła się struktura strefy mylonitycznej Niemczy, skomplikowana strefa przesuwczą, w której dominują zmylonityzowane gnejsy kompleksu sowiogórskiego (mylonity i kataklazyty), wśród których występują łupki łuszczycowe z andaluzytem i kordierytom, kwarcyty i metaszarogałazy oraz granitoidy niemczańskie (Szałamacha, Szałamacha, 1996; Cymerman, 1996, Cwojdzinski, Żelaźniewicz, 1995). W obrębie tej strefy występują też serpentynity masywu Szklar. Zarówno geneza strefy Niemczy, jak i jej znaczenie w regionalnej geologii Dolnego Śląska są nadal przedmiotem kontrowersji. Niewątpliwie jej geneza jest ściśle związana z późną, warycyjską, ewolucją bloku Gór Sowich (m.in.: Dziedzicowa, 1979, Gunia, 1985, Cymerman, Piasecki, 1994; Mazur i in., 1995; Aleksandrowski, Mazur, 2002). Górne partie kompleksu sowiogórskiego były erodowane już w późnym dewonie dostarczając materiału klastycznego do depresji Świebodzic i basenu bardzkiego. Transgresja wizenu wkroczyła na wyrównaną powierzchnię erozyjną bloku sowiogórskiego.

Kompleks ofiolitowy składa się z kilku odrębnych struktur pojawiających się dziś na powierzchni w masywie Ślęzy, Szklar, Braszowic – Brzeźnicy i Nowej Rudy. Z litologicznego punktu widzenia składa się on z (1) członu ultramaficznego przekształconego w swej zasadniczej masie w serpentynity (serpentynity antygorytowe i chryzotylowe) z reliktowymi partiami perydotytów, piroksenitów i dunitów, oraz (2) członu maficznego (gabra oliwinowe i diallagowe, metagabra, amfibolity i diabazy) (Szałamacha, Szałamacha, 1996; Cymerman, 1996). Nietypowo wykształcone pełne sekwencje ofiolitowe występują w masywie Ślęzy i Nowej Rudy, pozostałe dwa masywy są złożone tylko z serpentynitów (masyw Szklar) lub serpentynitów i gabr (masyw Braszowic – Brzeźnicy), strefowo zamfibolityzowanych. Nie istnieją jednoznaczne dowody na to, iż kompleks ten stanowi fragment dna zbiornika paleoceanicznego. Wiek gabr (U-Pb) określony na cyrkonach wynosi 420 Ma, a plagiogranitów tworzących żyły w serpentynitach – 403 Ma (górnny sylur – dolny dewon) (M.in.: Pin i in., 1988, Majerowicz, Pin, 1989, Oliver i in., 1993, Żelaźniewicz, 2003).

Dolny paleozoik (ordowik – dewon) (syntektoniczny kompleks kaledońsko-warycyjski)

Skały paleozoiczne (ordowik – dewon) są reprezentowane na Dolnym Śląsku przez zmetamorfizowane serie osadowo-magmowe związane z paleozoiczną ewolucją krawędzi skorupy kadomskiej w obrębie strefy saksońsko-turyngskiej tektogenu warycyjskiego Europy Środkowej (Żelaźniewicz i in., 1995). Ich ewolucja przebiegała różnie i zakończyła się w różnych okresach czasu. Należą do nich jednostki Leszczyńca i Przybkowic w Karkonoszach Wschodnich, metamorfik kaczawski, część metamorfiku kłodzkiego, staropaleozoiczne elementy litologiczne jednostki bardzkiej. Skały budujące te jednostki tworzyły się w niewielkich basenach suboceanicznych lub umiejscowionych na ścienionej skorupie kontynentalnej - świadczy o tym wysoka aktywność magmowa i obecność bimodalnych serii intruzywnych i wulkanogenicznych. W skład omawianego kompleksu wchodzi: (1) metamagmowe skały zasadowe (łupki kwarcowo-albitowo-chlorytowe, łupki chlorytowe, amfibolity, metadiabazy, zieleńce, metagabra – 488 – 502 Ma) i kwaśne (gnejsy paczyńskie, metadioryty, plagiogranity) jednostki Leszczyńca we Wschodnich Karkonoszach, (2) fyllity z wkładkami wapieni i zieleńce jednostki Przybkowic (prawdopodobny ordowik) nasunięte na struktury Wschodnich Karkonoszy od strony metamorfiku kaczawskiego (M.in.: Szałamacha, Szałamacha, Milewicz, 1995, Cymerman, 1996, Narebski, 1994, Kryza, Mazur, 1994, Kryza i in., 1994, Floyd i in., 2000, Kozdrój 2003), (3) osadowo-wulkanogeniczna sekwencja ordowicko – sylursko - dewońska kompleksu kaczawskiego (Baranowski i in., 1990) reprezentowana przez różne typy skał fyllitowych (łupki serycytowo-albitowe,

serycytowo-chlorytowe z wkładkami łupków grafitowych, szare metałupki z wkładkami kwarcytów, wapienie i dolomity krystaliczne, czarne łupki krzemionkowe – graptolitowe i lidyty, łupki krzemionkowe) oraz przez skały wulkanogeniczne, o bimodalnym chemizmie: zieleńce złupkowane i masywne, keratofiry (paleoryolity, paleotrachity alkaliczne), metapiaskowce wulkanogeniczne. Stratygrafia wydzieleni litologicznych oparta jest na badaniach paleontologicznych (graptolity, konodonty, acritarchy, otwornice). Intensywny wulkanizm podmorski, o zmiennym w czasie składzie chemicznym od wewnątrzpłytykowych bazaltów i sekwencji bimodalnych, alkalicznych i przejściowych do law bazaltowych typu MORB (sylur – dewon), świadczy o stopniowym rozwoju basenu na skorupie oceanicznej (M.in.: Szałamacha, Szałamacha, 1996, Furnes i in., 1989, Seston i in., 2000, Kryza, Muszyński, 1992, 1994) (4) sukcesja osadowo-wulkaniczna metamorfiku kłodzkiego złożonego z zespołu odrębnych sekwencji litologicznych zestwionych w wyniku procesów tektonicznych (amfibolity gabrowe, zieleńce, metaryolity, fyllity i wapienie krystaliczne, te ostatnie środkowo-dewońskie) (M.in.: Wojciechowska, 1966, Narębski i in., 1986, Kryza i in., 1999), (5) głębokowodne serie łupkowo-krzemionkowe ordowiku, syluru i dewonu (także najniższy turnej) wchodzące w skład struktury bardzkiej jako elementy allochtoniczne olistonu bardzkiego (Wajsprych 1978, 1986).

Skały omówionych serii podlegały procesom metamorficznym i deformacji związanym ze stopniowym zamykaniem basenów strefy saksoturzyngskiej (konwergencja waryscyjska).

W bloku karkonosko-izerskim deformacja ta rozpoczęła się w późnym dewonie i trwała aż po wizen, metamorfik kaczawski przeszedł pierwszą fazę metamorfizmu wysokociśnieniowego w górnym dewonie (łupki z glaukofanem – 360 Ma) ($T=300-400\text{ C}$, $p=8-10\text{ kb}$), drugą w warunkach facji zieleńcowej ($T=350 - 450\text{ C}$, $p=6-8\text{ kb}$) prawdopodobnie już w karbonie dolnym. Ostatni etap deformacji we Wschodnich Karkonoszach był związany z kształtowaniem się reliefu orogenicznego i tworzeniem zapadliska śródsudeckiego, a w metamorfiku kaczawskim – z powstaniem melanży grawitacyjnych na zboczach paleowyopietrzeń (rowu oceanicznego ?); są one dziś reprezentowane przez słabo metamorficzne metamułowce dolnego karbonu, w których tkwią chaotycznie rozmieszczone olistolity utworów ordowiku, syluru i dewonu (Haydukiewicz, 1977, Baranowski i in., 1998). Jest to ta sama faza deformacji synorogenicznej, która doprowadziła do powstania olistonu Gór Bardzkich. Faza tą łączy etap ewolucji basenów strefy saksońsko-turyngskiej z kolejnym etapem – górnopaleozoicznego rozwoju orogenu waryscyjskiego.

Odmienne przebiegała ewolucja krystaliniku Wzgórz Strzebińskich (Oberc-Dziedzic, Szczepański, 1995). Tzw. młodsza seria łupkowa osłony gnejsów strzebińskich czyli warstwy z Jegłowej (kwarcyty, łupki kwarcytowe, metazlepieńce) o wieku dolny - środkowy dewon, reprezentuje osady ilasto-piaszczyste złożone w płytkim basenie na krawędzi kontynentu (Oberc, 1972). W osłonie występują także skały wapniowo-krzemianowe i marmury z Przeworna, o nieokreślonym wieku (Badura i in., 1996, 1998). Deformacje fałdowo-nasunięciowe objęły zarówno podłoże kadomskie, jak i pokrywę dewońską i zakończyły się w momencie intruzji granitów strzebińskich o wieku 330 Ma (Oberc-Dziedzic i in., 1996).

Paleozoik górny (górnym dewon – dolnym perm) (synorogeniczny kompleks waryscyjski)

W okresie między dewonem górnym, a czerwonym spagowcem na obszarze Dolnego Śląska miała miejsce synorogeniczna sedymentacja fliszowa w jednych jednostkach (struktura bardzka, eksternidy wielkopolskie pod monokliną przedsudecką, strefa morawsko-śląska poza granicami województwa dolnośląskiego), w innych natomiast (depresja Świebodzińska, depresja śródsudecka i północnosudecka) rozwijały się osadowe kompleksy etapu molasowego, z którym związana była wysoka aktywność wulkaniczna. W głębszych

poziomach skorupy mamy natomiast do czynienia z syn i posttektonicznym magmatyzmem granitoidowym, który osiągnął swoje maksimum w górnym karbonie.

Do synorogenicznego kompleksu warwicyjskiego należą (M.in.: Szałamacha, Szałamacha, Milewicz, 1995, Szałamacha, Szałamacha, 1996, Cymerman, 1996): w strukturze bardzkiej: utwory autochtoniczne (wapienie najwyższego dewonu, szarogłazy, mułowce, łupki ilaste, porządnie zlepione wizenu w typowej facji fliszowej), w obrębie których występują olistolity skał starszych, na bloku Gór Sowich: skały pokrywy kulmowej (szarogłazy i łupki ilaste z wkładkami wapieni i zlepieńców, w depresji Świebodzic: górnodewońsko-dolnokarboński kompleks osadowy (szarogłazy, mułowce i zlepione polimiktyczne dewonu górnego z olistolitami wapieni górnego franu i dolnego famenu, zlepione gnejsowe (kulm z Książa) i polimiktyczne (kulm z Chwaliszowa) (turnej), złożone z otoczków gnejsów i granitów sowiogórskich, zieleńców, kwaśnych wulkanitów i osadowych skał dewońskich, w depresji śródsudeckiej: (1) dolnokarboński kompleks osadowy (zlepione, fanglomeraty, brekcje osadowe górnego turneju – kulm z Sadów Górnych, zlepione, szarogłazy, iłowce i mułowce wizenu – formacje ze Starych Bogaczowic, Lubomina i Szczawna), (2) górnokarboński kompleks osadowo-wulkanogeniczny typu molasowego (piaskowce, zlepione, mułowce i iłowce z pokładami węgla kamiennego namuru – westfalu – formacje: wałbrzyska, z Białego Kamienia, żaclerska, zlepione i piaskowce z wkładkami mułowców – formacja z Glinika (westfal C-D), wulkanity: trachybazalty, ryolity, dellenity, tufy i brekcje lawowe, zlepione, piaskowce, mułowce i iłowce stefanu), (3) osadowo-wulkanogeniczny kompleks czerwonego spągowca (mułowce i iłowce (łupki antrakozjowe), piaskowce miejscami zlepieńcowate (łupki walchiowe), wulkanity dwóch cykli wulkanicznych: trachybazalty, ryolity, trachity i latyty, tufy ryolitowe, ignimbryty, fanglomeraty porfirowo-gnejsowe, piaskowce i iłowce czerwone, w depresji północno-sudeckiej: stefano - dolnopermski kompleks osadowo-wulkaniczny (mułowce, piaskowce podrzędnie zlepione stefanu ze Starej Kraśnicy, czerwony spągowiec: mułowce z wkładkami piaskowców i zlepieńców (trzy cykle sedymentacyjne), wulkanity bimodalne: ryolity, tufy ryolitowe, ryodacyty, trachity oraz trachybazalty).

Kompleks warwicyjski struktury bardzkiej został osadzony w pierwszej fazie na cokole bloku kontynentalnego (platforma węglanowa) w stopniowo pogłębiającym się basenie, a w ostatniej, fliszowej fazie, na podmorskim skłonie basenu, na którym nastąpiły ześlizgi grawitacyjne na dużą skalę. Sedymentacja w basenie bardzkim była powiązana przestrzennie z płytkowodną sedymentacją szelfową na bloku sowiogórskim. Pierwotny zasięg całego basenu warwicyjskiego był znacznie szerszy od dzisiejszej struktury bardzkiej (Wajsprych, 1978, 1986).

Wszystkie pozostałe synorogeniczne formacje osadowe i osadowo-wulkanogeniczne związane były z szybkim rozwojem śródgórskich zapadlisk tektonicznych. Ich pojawienie się następowało w najwyższym dewonie (depresja Świebodzic), w dolnym karbonie (depresja śródsudecka) lub w górnym karbonie (depresja północnosudecka) i było przejawem tensyjnego rozpadu orogenu warwicyjskiego.

W karbonie miał też miejsce intensywny plutonizm granitoidowy. Procesowi temu zawdzięcza powstanie grupa intruzji występujących w obrębie wszystkich jednostek metamorficznych Dolnego Śląska oraz zespół skał żyłowych reprezentowanych przez mikrogranity, aplity, pegmatyty, żyły kwarcowe i lamprofiry różnych odmian.

Do zespołu granitoidów należą:

(1) masyw granitowy Karkonoszy w centrum bloku karkonosko - izerskiego (granity porfirowate - 327 Ma, granity równoziarniste – grzbietowe i granity granofirowe -310 Ma (Borkowska, 1966, Mierzejewski, Oberc-Dziedzic, 1990, Pin i in., 1987),

(2) masyw granitoidowy Strzegom – Sobótka intrudujący w obręb skał kompleksu kaczawskiego oraz gabr Ślęży na bloku przedsudeckim (tonality, granodioryty biotytowe, monzogranity dwułuszczkowe i biotytowe) (Majerowicz, 1972, Maciejewski, Morawski, 1975, Pin i in., 1989), (3) ciała granitoidowe Niemczy w obrębie strefy mylonitycznej Niemczy i krawędziowej partii bloku sowiogórskiego (granodioryty hornblendowe i monzodioryty kwarcowe – 340 Ma) (Dziedzicowa, 1963, Cwojdzński, Augustyniak, 1989, Oliver i in., 1993, Kröner i in., 1997), (4) granitoidy strzelińskie – tworzące w dzisiejszym poziomie intersekcyjnym większe i mniejsze ciała żyłowe w skałach metamorficznych krystaliniku Wzgórz Strzelińskich (granity dwułuszczkowe i biotytowe – 330 Ma) (Puziewicz, Oberc-Dziedzic, 1995), (5) masyw kłodzko-złotostocki – sierpokształtna intruzja położona na granicy między metamorfikiem wschodniej części kopuły orlicko-śnieżnickiej (Góry Złote i Krowiarki), strukturą bardzka i metamorfikiem kłodzkim (granodioryty porfirowate oraz drobno i średnioziarniste, tonality, monzonity i monzodioryty – 297 do 309 Ma) (Wojciechowska, 1975, Cwojdzński, 1977), (6) granitoidowe intruzje brzeżne kopuły orlicko-śnieżnickiej – masyw Kudowy, Nowego Hradka, granitoidy jawornickie i bialskie (tonality, granodioryty, granity monzonitowe – 289 - 330 Ma). Intrudują one w strefach dyslokacyjnych w zewnętrznych partiach kopuły orlicko-śnieżnickiej, w obrębie jej kontaktów ze słabiej zmetamorfizowanymi kompleksami obrzeży (jednostki Starego Miasta, Nowego Miasta i Zabrzeska – rozwinięte głównie po stronie czeskiej) Granitoidy dolnośląskie tworzą masywy plutoniczne syn i późnokinematyczne (np. 3, 5, 6) odznaczające się obecnością tekstur kierunkowych zgodnych z powierzchniami kontaktów oraz plutony postkinematyczne (np. 1, 2, 4). Granitoidy często wytworzyły w swojej osłonie strefy metamorfizmu kontaktowego (hornfelsy, łupki plamiste), którego zasięg w znacznym stopniu jest uzależniony od litologii skał osłony.

Cechsztyń – mezozoik (kompleks platformowy)

Z końcem czerwonego spągowca następuje zmiana warunków geotektonicznych na obszarze Dolnego Śląska. Od cechsztynu rozpoczyna się platformowy etap ewolucji obszaru Dolnego Śląska związany z rozwojem platformy postwarwaryjskiej Europy Środkowej. Sedymentacji morskiej (cechsztyń, ret, wapień muszlowy, kreda górna), o charakterze płytkowodnym, i lądowej (piaskowiec pstry dolny i środkowy) towarzyszą deformacje blokowe, o zmiennym napięciu (Oberc, 1972). Przez cały ten okres obszar Dolnego Śląska znajduje się w południowej, marginalnej strefie sedymentacji platformowej Niżu Polskiego, stąd dominacja brzeżnych facji basenowych i liczne luki stratygraficzne. W okresie triasu górnego, jury i dolnej kredy cały ten obszar wchodzi w skład denudowanego ładu dostarczającego materiału detrytycznego do basenu środkowoeuropejskiego. Kompleks platformowy jest przez ten okres rozdzielony na dwie części: dolną - od cechsztynu po trias środkowy, i górną – obejmującą utwory górnej kredy. Skały dolnej części kompleksu platformowego Dolnego Śląska występują w obrębie: (1) depresji północnosudeckiej (piaskowce, iłowce, wapienie, dolomity, anhydryty i gipsy cechsztynu, piaskowce pstry, piaskowce kwarcowe oraz iłowce z wkładkami wapieni, margli i dolomitów triasu dolnego, dolomity, wapienie, wapienie margliste i margle dolnego wapienia muszlowego), i (2) depresji śródsudeckiej (dolomity, szarogłazy, zlepieńce dolomityczne, piaskowce z soczewami wapieni cechsztynu oraz piaskowce, miejscami zlepieńcowate, reprezentujące piaskowiec pstry – dolny i środkowy) (M.in.: Szałamacha, Szałamacha, Milewicz, 1995, Szałamacha, Szałamacha, 1996, Cymerman, 1996).

Transgresja górnokredowa objęła znaczną część Dolnego Śląska z wyjątkiem kilku obszarów wyspowych. Skały tego kompleksu występują na obszarze (1) depresji północno-sudeckiej (piaskowce kwarcowe, zlepieńce, margle i wapienie margliste cenomanu i turonu, piaskowce

kwarcowe, iłowce i margle koniaku, piaskowce kwarcowe z wkładkami iłów, mułowców i węgla brunatnych santonu), depresji śródsudeckiej (piaskowce kwarcowe i glaukonitowe, mułowce wapniste i krzemionkowe cenomanu, mułowce wapniste i ilaste, piaskowce wapniste i wapienie piaszczyste oraz piaskowce kwarcowe i skaleniowe turonu) oraz rowu górnej Nysy Kłodzkiej (piaskowce i piaskowce glaukonitowe cenomanu, piaskowce, margle, mułowce i iłowce turonu, mułowce i iłowce oraz piaskowce z wkładkami zlepieńców koniaku).

Ukształtowanie się obecnej tektoniki obu depresji oraz rowu górnej Nysy jest wynikiem deformacji blokowych staroalpejskich (kimeryjskich i laramijskich) oraz młodoalpejskich (neogen).

Janusz Badura, Bogusław Przybylski

Kenozoik - trzeciorzęd

Trzeciorzęd jest nazwą systemu geologicznego trwającego od $65,5 \pm 0,3$ mln lat do 1,806 mln lat (ISC, 2003). Okres ten dzieli się na dwa piętra paleogen i neogen. Ostatnio Międzynarodowa Komisja Stratygraficzna (op. cit.) nadała tym piętrům wyższą rangę – systemów, usuwając nazwę trzeciorzęd z podziałów stratygraficznych. Zmiany te są rezultatem ostatnio na szeroką skalę prowadzonym badaniom głębokomorskich rdzeni wiertniczych na oceanach. Jednak w stosunku do osadów lądowych i brackich położonych w Europie centralnej stara nazwa trzeciorzęd jest wygodniejsza w stosowaniu w sytuacjach, kiedy nie można dokładnie określić wieku osadów lub są one diachroniczne.

Dolna granica wiekowa trzeciorzędu nie ulega większym zmianom. Natomiast czas zakończenia trzeciorzędu był wyznaczany w przedziale czasu od 3,5 do 1,5 mln lat. Ostatnio była ona najczęściej korelowana z ostatnią dużą zmianą pola magnetycznego Ziemi z początkiem epizodu paleomagnetycznego Olduvai. Ostatnie drobne korekty czasu zakończenia wynikają z coraz precyzyjniej stawianej granicy wyznaczającej początek tego epizodu.

Paleogen

W północnej części Dolnego Śląska w rejonie Głogowa i Nowej Soli występują osady morskie, brackie i lądowe eoceńsko-oligocieńskie serii lubuskiej (Dyjur, 1974, 1978; Pożaryska., Odrzywolska-Bieńkowa, 1978). Osady morskie stratygraficznie zbadano tylko w rejonie Jerzmanowic. Na pozostałym obszarze brak szczegółowych badań stratygraficznych nie pozwala na dokładne określenie pozycji stratygraficznej morskich osadów. Nie można wykluczyć, że osady morskie występujące w innych profilach wiertniczych mogą być korelowane zarówno z osadami górnioeocieńskimi jak i z utworami związanymi z transgresją rupelską we wczesnym oligocenie albo reprezentują one częściowo zachowane osady obu transgresji morskich. Na głębokości 300-350 m leżą mułki, piaskowce, zlepieńce i wapienie kilkumetrowej miąższości. Zlepieńce związane są z transgresją morską, a wapienie tworzą przybrzeżne rafy (Matl, Śmigielska, 1977).

Najstarsze lądowe skały osadowe oligocieńskie występują w rowie tektonicznym Mokrzeszowa na głębokości 440 m. Osadów tych nie przewiercono do głębokości 660 m. Rów Mokrzeszowa jest, więc najgłębszym zapadliskiem neotektonicznym na Dolnym Śląsku. Są to piaski oraz żwirowce z wkładkami zapiaszczonych mułków reprezentujące osady rzek o zmiennych przepływach. Żwirowce akumulowane były w czasie gwałtownych spływów błotnych. W masie błotnej transportowane były głaziki o wymiarach przekraczających średnicę 13 cm. W ich składzie petrograficznym wyróżniają się bazalty i granity

strzegomskie. Ze względu na obecność bazaltów osady te błędnie uznano za tufy wulkaniczne (Grocholski, 1977). Wiek największego blocka bazaltowego metodą Ar-K określono na 44 Ma lat. Data ta wydaje się zaniżona, na co wskazuje mała ilość argonu.

Na osadach morskich i brakicznych w rejonie głogowskim leżą piaski, żwiry i mułki formacji leszczyńskiej (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995) lub warstwy lubińskie (Dyjur, 1978). Miąższość tego kompleksu skalnego dochodzi do 60 m. Strop osadów górnooligocenijskich w poszczególnych otworach znajduje się między 190,0 m p. p. m., a 80,0 m p. p. m.. We wschodniej części obszaru powierzchnia stropu opada ku północy, zgodnie z nachyleniem skał podłoża podtrzciorzędowego. Wykształcenie litologiczne formacji leszczyńskiej (warstw polkowickich wg Dyjora, 1978) jest zmienne. Najczęściej w spągu serii występują mułki, a ku stropowi zwiększa się udział grubych warstw piaszczystych z przewarstwieniami żwirów. W niektórych otworach poszukiwawczym za węglem brunatnym występują brunatne piaskowce i mułowce z detrytusem roślinnym o miąższości do 120,0 m, których barwa może pochodzić z rozmywanych czerwono-brunatnych piaskowców triasowych. W stropie występuje kilkumetrowej miąższości pokład głogowski węgla brunatnego. Pokład ten według Piwockiego (Piwocki, 1992, 1998) należy już do dolnomiocenijskiej formacji rawickiej (Tab. I).

Paleogen – Neogen

Od ustąpienia morza górnokredowego w santonie ok. 84 mln lat temu do oligocenu górnego na obszarze Dolnego Śląska nie zachowały się żadne osady. Przypuszcza się, że przez cały paleogen i część neogenu rozwijały się pokrywy wietrzeniowe zachowane przeważnie na podłożu skał krystalicznych (Walczak, 1970; Stoch, 1974; Stórr, 1975; Kural, 1979; Kościówko, 1982). W procesie głębokiego podpowierzchniowego wietrzenia fizycznego i chemicznego następował rozpad skał krystalicznych na zwietrzliny ziarnowe (kasza granitowa). Dalszy rozpad skałeni i łuszczaków prowadził do powstania minerałów ilastych w tym kaolinów. Obecne ukształtowanie powierzchni, jaką tworzą skały krystaliczne prawie w całości jest odbiciem procesów dawnego podpowierzchniowego wietrzenia. Jedynie pod bazaltami i osadami neogenu zachowały się miąższe pokrywy zwietrzelinowe. W rejonie Ziębic, Świdnicy, Żarowa miąższość regolitów, skał zwietrzałych in situ jak i przemieszczonych, dochodzi do 80 m, a nawet przekracza 150 m (Kural, 1979; Kościówko, 1982).

Zwietrzliny typu kaszy granitowej rozwinęły się głównie na granitach i gnejsach. W profilach często obserwuje się stopniowe przejście od podłoża silnie spękanego poprzez skałę zdeintegrowaną do poszczególnych ziarn mineralnych, aż do skały ilasto-piaszczystej z zachowaną teksturą skały pierwotnej. Barwa skały jest zmienna od brązowo-rdzawej, żółto-czerwona lub jasno-szaro-biała. Tylko całkowicie zwietrzałe skały składające się prawie wyłącznie z minerałów ilastych w tym kaolinów są białe. Zmienna obecność kwarcu w masie ilastej często powoduje złe genetyczne określenie rodzaju opisywanej skały. Zatarcie pierwotnej tekstury np. w procesie wiercenia powoduje, że zwietrzałe skały krystaliczne opisuje się jako skały osadowe (Badura i in., w druku). Zwietrzałe łupki krystaliczne znacznie wyraźniej zachowują swoje pierwotne tekstury. Ich zwietrzliny są też bardziej kolorowe. Mogą one mieć barwy od szarych, srebrnych, stalowo-czarnych, fioletowych, ceglano-czerwonych, żółtych, zgniłozielonych do śnieżno białej. Zmienność kolorystyczna może następować, co kilka centymetrów.

Dolnośląskie bazalty należą do centralnoeuropejskiej prowincji bazaltowej ciągnącej się od Francji, przez Niemcy i Czechy (Alibert i in., 1987; Blusztajn, Hart, 1989). Na Śląsku występują one od Zgorzelca na zachodzie po Górę Św. Anny na wschodzie. Wystąpienia

bazaltów grupują się w kilku centrach (Cwojdzński, Jodłowski, 1982). Najważniejsze centra występują w rejonie Zgorzelca-Bogatyni, Lubania, Złotoryi, Jawora i Niemczy.

Lawy wulkaniczne na obszarze Dolnego Śląska są typowe dla sztywnych kratonów. Nazwa bazalt jest tu stosowana jako zbiorcze określenie różnych zasadowych skał magmowych o strukturze afanitowej. Tak określona grupa skał obejmuje: bazalty, trachity, tefryty, bazanity, bazanity fonolitowe, latyty kwarcowe, bazalty foidonosne, nefelinity, doleryty, bazanitoidy, limburgity, ankaryty, trachyandezyty, trachyfonolity (Bolewski, Parachoniak, 1982; Kozłowska-Koch, 1987; Wierzchołowski, 1993). Oprócz skał magmowych w skład dolnośląskiej formacji bazaltowej wchodzi również związane z wulkanizmem utwory piroklastyczne: brekcje wulkaniczne, tufy, tufity.

Na powierzchni bazalty występują w formie neków, pokryw lawowych i dajek. Łącznie na obszarze Dolnego Śląska stwierdzono 314 powierzchniowych wystąpień skał bazaltowych, w tym: 156 drobnych żył bazaltowych, 89 fragmentów potoków lawowych, 44 kominy wulkaniczne, 22 kominy i żyły z fragmentami pokryw lawowych oraz 3 izolowane płyty tufów i konglomeratów (Jerzmański J., Śliwa Z., 1979). Z badań geofizycznych przeprowadzanych metodami magnetycznymi i grawimetrycznymi wynika, że z obszarami występowania bazaltów kenozoicznych na Dolnym Śląsku związane są także tzw. anomalie „bazaltowe”, które mogą wskazywać na stosunkowo płytkie występowanie w skorupie ziemskiej, a nawet w pokrywie osadowej, skał wulkanicznych o znacznie większym zasięgu niż te, które ukazują się na powierzchni (Cwojdzński S., Jodłowski S., 1982).

W niecce żytańskiej najstarsza trzeciorzędowa faza wulkanizmu miała miejsce 41 Ma temu, zaznaczając się wylewami law typu nefelinitów oliwinowych. Młodsza faza wieku 30-31 Ma charakteryzowała się wylewami law trachitowych. Faza najmłodsza wieku około 20 Ma związana była z erupcjami law fonotefrytowych (alibert i in., 1987). W rejonie Niemczy, Strzegomia, Jawora główne fazy aktywności wulkanicznej miały miejsce w oligocenie górnym między 25-31 Ma lat oraz w miocenie dolnym 18-22 Ma lat (Birkenmajer i in., 2002a, b, 2004).

Neogen

Neogen dzieli się na miocen i pliocen. Był to okres geologiczny trwający ponad 22 ma lat. W tym czasie przypadał czas największego różnicowania się ssaków w tym naczelnych oraz rozwój traw. Zasięg osadów neogeńskich stopniowo obejmował coraz większy obszar Dolnego Śląska rozprzestrzeniając się od strefy dyslokacji środkowej Odry na południe na blok przedsudecki. Największe miąższości występują w strefie dyslokacji środkowej Odry. Wydaje się, że ta strefa dyslokacyjna w miocenie była osią największej subsydencji. Miąższości osadów miocenijskich dochodzą do 250 m. Lokalnie na bloku przedsudeckim zarejestrowano miąższości jeszcze większe, ale są one związane z zapadliskami tektonicznymi. Najgłębsze z nich to zapadlisko Roztoki-Mokrzyszowa, choć nie można wykluczyć, że są to dwa oddzielne. W zapadlisku Roztoki głębokości dochodzą do 320 m, a w Mokrzyszowie do 420 m (Badura i in., w druku).

Miocen

Miocen rozpoczął się 23,03 Ma lat i zakończył się 5,33 Ma lat temu. Osady poszczególnych formacji są prawie identycznie wykształcone na całym obszarze Dolnego Śląska. Jedyne poziomy węgla brunatnego umożliwiają na podział litostratygraficzny osadów miocenijskich. Tradycyjnie osady miocenijskie dzieli się na 4 główne serie / formacje zbudowane z osadów klastycznych i biogenicznych kończących poszczególne cykle sedymentacyjne. Osady tych formacji tworzyły się diachronicznie, co znacznie utrudnia ich

jednoznaczne umieszczenie ich w podziałach chronostratygraficznych. Tradycyjnie miocen lądowy Niżu Polskiego dzieli się na 3 piętra: dolne, środkowe i górne. W miocenie dolnym tworzyła się fm. rawicka i część fm. ścinawskiej. W miocenie środkowym akumulowane były osady fm. ścinawskiej, pawłowickiej, adamowskiej i poziom ilów szarych fm. poznańskiej. W miocenie górnym przypada akumulacja poziomu ilów zielonych fm. poznańskiej (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995). Inne podziały osadów miocenijskich na nieformalne jednostki litostratygraficzne stosowane na Dolnym Śląsku przedstawiono w tabeli 1.

Na obszarze województwa wrocławskiego na powierzchni występują prawie wyłącznie osady najmłodszej litostratygraficznie formacji poznańskiej. Jedynie w strukturach glacictektonicznych Wału Śląskiego na powierzchni występują osady fm. adamowskiej z pokładem środkowopolskim węgla brunatnego oraz osady fm. ścinawskiej z łuzickim pokładem węgla (Badura, Przybylski, 2001, 2004; Badura i in., 2004).

Generalnie obserwuje się następujące prawidłowości:

- występowanie grubszych frakcji bliżej wychodni i drobnienie ziarn ku północy;
- dużej lateralnej zmienności litologicznej i mineralogicznej frakcji ilastej;
- zachowanie charakterystycznego składu petrograficznego typowego dla obszarów alimentacyjnych;
- braku jednoznacznych dowodów na morskie pochodzenie osadów;
- korelacyjnego znaczenia pokładów węgla brunatnego.

Osady miocenu dolnego znane są wyłącznie z wierceń. Są to przeważnie osady pochodzące z silnie niszczonej Sudetów. Dominujące osady piaszczysto-żwirowe wskazują na silne ruchy tektoniczne z jednej strony wypiętrzające Sudety jak i na wzrost subsydencji w rejonie obecnej doliny środkowej Odry. W dolnej części miocenu dolnego zasięg transgresji morskiej przypuszczalnie nie osiągnął zachodnich granic Śląska. Dopiero w osadach widoczne są osady morskie związane z transgresją mającą miejsce w burdygale. Ślady transgresji morskich notowane były w formacji ścinawskiej (serii śląsko-łuzickiej). Wydaje się, że transgresja morska sięgająca do Ścinawy objęła obszar obecnej doliny środkowej Odry dwukrotnie. W miocenie dolnym w czasie poprzedzającym transgresję morską rozwijały się torfowiska i lasy bagienne, które obecnie tworzą ścinawski pokład węgla brunatnego. Następnie morze często oscyloowało (Standke, 1966). Tworzyły się wówczas brackie osady formacji ścinawskiej (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995). Bezpośrednio po ostatniej w miocenie środkowym regresji morza na zalanym obszarze powstały rozległe torfowiska, które obecnie tworzą łuzicki pokład węgla brunatnego. Obszar bloku przedsudeckiego w tym czasie był lądem. Węgla korelowane z poziomami ścinawskim i łuzickim występują także na bloku przedsudeckim. Prawdopodobnie ich pochodzenie związane jest zarówno z podniesieniem się poziomu wód gruntowych jak i silniejszym oddziaływaniem wilgotnego klimatu oceanicznego.

Podobną genezę ma także środkowopolski (Henryk) pokład węgla brunatnego. Jednak w tym wypadku zasięg transgresji morskiej był znacznie mniejszy. Przypuszczalnie objął on tylko rejon Gubina.

W pobliżu Sudetów oraz wychodni skał podłoża krystalicznego na bloku przedsudeckim dominują osady piaszczysto-żwirowe oraz żwirowce. Żwirowce są to osady źle wysortowane składające się z dużych żwirów, a nawet głazików o wymiarach przekraczających 20-30 cm. Stopień upakowania żwirów jest różny od luźno tkwiących w masie ilasto-piaszczystej do zwartej z wypełnieniem wolnych przestrzeni masą ilasto-mułkową.

Osady żwirowe i piaszczyste najczęściej cechują się złym obtoczeniem. Wskazuje to na krótką drogę transportową oraz na duży udział zawiesiny w czasie transportu. Mułki były osadem prawdopodobnie akumulowanym na obszarach równi pozakorytowych. Niekiedy widoczne są duże klasty nawet do 20 cm zbudowane wyłącznie z materiału ilasto-mułkowego. Wskazuje to na rozmywanie ówczesnych brzegów rzek lub na transport

w formie toczeńców nieuzbrojonych wysuszonych pakietów. W obrębie mułków czasami widoczne są poziomy z dużą ilością materii organicznej. Materia ta występuje zarówno w postaci napławionych szczątków jak też częściowo zmineralizowanych mat liściowych. Skład petrograficzny zarówno frakcji żwirowej jak i minerałów ciężkich przeważnie umożliwia rozpoznanie obszaru alimentacyjnego, który był odwadniany. Nysa Łużycka transportowała niebieskawe kwarcy pochodzące z rozpadu granitów rumburskich oraz duże szaro-różowawe skalenie karkonoskie. Osady Bobru zawierają paleozoiczne skały krzemionkowe oraz chemicznie wybielone porfiry. Każda z tych rzek różni się także głównymi minerałami ciężkimi. W składzie minerałów ilastych zmienności wyrażają się spadkiem udziału kaolinitów w stosunku do minerałów mieszano-pakietowych wraz z oddalaniem się od Sudetów.

Obecnie ponownie dyskutowana jest geneza osadów ilastych fm. poznańskiej. Na podstawie charakterystycznej zielonej barwy ilów oraz znalezienia otwornic wysunuto hipotezę o ich częściowo morskim pochodzeniu (Dyjor, 1968, 1970, Łuczkowska, Dyjor, 1971). Hipotezę tę podważał między innymi Różycki (1972) wskazujący na terygeniczne środowisko akumulacji w zamkniętym śródlądowym basenie sedimentacyjnym. Także Giel (1979) wskazywała na redepozycję otwornic. Analiza paleogeograficzna ukształtowania powierzchni Europy Centralnej wskazuje na stałe nachylenie terenu w kierunku Morza Północnego (Vinken ed., 1988). Nachylenie ku NW było efektem stałej subsydencji obszaru niżu północno-wschodniego Niemiec oraz zachodniej i środkowej Polski szczególnie silnej w miocenie górnym (Ludwig, Schwab, 1995; Ludwig, 2001). Także nie jest możliwe w tym czasie wyprowadzenie transgresji morskiej z basenu zapadliska przedkarpacciego, ponieważ w miocenie górnym obszar ten już był lądem (Alexandrowicz, 1997). Obecnie za Różyckim (1972) należy przyjąć, że osady fm. poznańskiej powstawały na lądzie przy udziale szeroko rozlewających się wód rzecznych (Badura, 2003). Nie wykluczone, że w akumulacji osadów drobnoziarnistych miały też udział procesy eoliczne przewiewające pyły w okresach letnich lub zimowych susz.

Pliocen

Pliocen był okresem trwającym ok. 3,5 Ma lat. Jednak dopiero teraz lepiej poznajemy paleośrodowiska, jakie w nim panowały. Wynika to z wielu przyczyn. Do najważniejszych należą: błędnie przyjęty czas zakończenia sedimentacji osadów fm. poznańskiej na późny pliocen (Ciuk, 1970) oraz nieumiejętność odróżniania osadów rzecznych od wodnolodowcowych (Badura, Przybylski, 1999, 2004). Osady plioceńskie wyróżnione jako fm. Gozdnicy (Dyjor, 1966, 1970) występują na całym Obszarze Przedśudeckim oraz mogą one występować też w Sudetach. W głębi górskiej najlepiej poznane zostały w Kotlinie Kłodzkiej oraz Obniżeniu Żytawskim (Jahn i in., 1984; Kasiński i in., 2003). Specyficzny skład petrograficzny żwirów umożliwia ich odróżnienie od osadów plejstocieńskich. W składzie tym występują wyłącznie skały sudeckie. Problemem jest tylko umiejętność rozróżniania skał krystalicznych sudeckich od eratycznych. Wydaje się prawdopodobne, że rozprzestrzenienie tych osadów na Dolnym Śląsku jest znacznie większe niż to wynika z map geologicznych.

Miąszość osadów plioceńskich jest zmienna w rejonie Polkowic przekracza 60 m, ale przeważnie nie jest ona większa niż 20 m. Osady fm. Gozdnicy budują dwa różniące się litosomy, dolny piaszczysty, z przeławiczeniami żwirów i soczewami mułków oraz górny żwirowy. Osady litosomu dolnego powstały w rzekach meandrujących, gdy osady piaszczysto-żwirowe lub żwirowe w rzekach roztokowych (Badura i in., 2001) lub w warunkach gwałtownych spływów wysokoenergetycznych. Podziały osadów piaszczystych oparte na wyróżnianiu litosomów jako odrębnych ogniw o znaczeniu stratygraficznym jak to

uczynili Wojewoda i Krzyszkowski (Wojewoda i in., 1995; August i in., 1995; Czerwonka, Krzyszkowski, 2001) nie mają racjonalnego uzasadnienia (Badura, Przybylski, 2004).

Na podstawie przesłanek pośrednich można przypuszczać, że osady drobno piaszczyste wraz z wkładkami mułków reprezentują pliocen, a osady żwirowe eoplejstocen. Wskazują na to między innymi klasty piaszczyste transportowane w stanie zamrożonym (Wroński, 1974). Ostatnio tego typu przykład stwierdzono w żwirowni w Bielanych koło Wądroża Wlk.

W rejonie Łądką Zdroju i Lutyni na przełomie miocenu górnego i pliocenu powstały niewielkie wulkany. Są to najmłodsze w Polsce wystąpienia skał bazaltoidowych (Birkenmajer i in., 2002b).

Czwartorzęd

W czwartorzędzie na obszarze całej Polski powstawały wyłącznie skały osadowe. Zwykle dla ogółu skał powstałych w tym okresie używa się określenia czwartorzędowa pokrywa osadowa. W rozwoju czwartorzędowej pokrywy osadowej Dolnego Śląska można wyróżnić trzy główne etapy, zróżnicowane pod względem dominującego środowiska depozycji.

Pierwszy etap obejmuje część plejstocenu do czasu pojawienia się na tym obszarze pierwszego lądolodu. Okres ten trwał około 1,3 Ma lat. Dominujące wówczas procesy aluwialnego kształtowania tutejszego krajobrazu kontynuowane były od trzeciorzędu. Rzeki wynosiły wówczas materiał z gór daleko na przedpole. Zapisem ówczesnych procesów są dzisiaj szeroko rozprzestrzenione osady żwirowo-piaszczyste wypełniające doliny, które miały w przewodzie charakter rozległych nieckowatych zagłębień. Stwierdzono, że charakterystyczną cechą preglacjalnych rzek przedpola Sudetów była częsta zmiana kierunków przepływów wywoływana ruchami tektonicznymi (Przybylski i in. 1998; Badura, Przybylski, 1999). W efekcie lateralnego przesuwania się koryt nastąpiło utworzenie pozornych stref rozległych stożków napływowych, będących faktycznie stożkami rozrzutu materiału. Preglacjalne żwiry i piaski, czasami muły rzeczne tworzą dziś wystąpienia w położeniu wysoczyznowym przy dolinach wszystkich większych rzek wypływających z Sudetów. Miąższość tych serii osadowych zwykle nie przekracza 20 m, dochodząc maksymalnie do 40 m. Ze względu na ciągłość sedymentacji tych osadów od trzeciorzędu w ich obrębie trudno jednak zwykle postawić granicę oddzielającą ściśle osady czwartorzędowe. Można tu opierać się jedynie na zmianie charakteru osadów, na bardziej grubokruchowy, co związane jest najprawdopodobniej ze zmianami klimatycznymi jakie zaznaczyły się już w górnym pliocenie. Preglacjalne serie rzeczne zachowały się także fragmentarycznie na obszarze Sudetów. Większe wystąpienia tego rodzaju osadów stwierdzono w rejonie Kłodzka.

Drugi etap rozwoju czwartorzędowej pokrywy osadowej Dolnego Śląska to trwająca około 300 ka lat epoka, w czasie której na obszar ten docierały plejstocenijskie lądolody. Najnowsze rekonstrukcje zakładają, że do północnej krawędzi Sudetów dotarły trzy lądolody, dwa w czasie zlodowaceń południowopolskich i jeden w zlodowaceniach środkowopolskich (Czerwonka, Krzyszkowski, 1992, Badura, Przybylski, 1998). Pionowy zasięg lądolodu zlodowaceń południowopolskich w Sudetach pokrywa się mniej więcej z izohipsą 500 m n.p.m., maksymalnie sięgając około 540-550 m n.p.m. Dochodzące do Sudetów lądolody zmieniały bazę erozyjną i powodowały zmiany układu sieci rzecznej. Lodowce przyniosły na ten obszar duże ilości materiału, osadzając go w postaci glin lodowcowych, osadów wodnolodowcowych i zastoiskowych. W skład osadów lodowcowych włączony został także materiał sudecki wyniesiony wcześniej przez rzeki na dalekie przedpole.

Najbardziej miąższa pokrywa osadów lodowcowych powstała w czasie dwukrotnego awansu łądolodu w zlodowaceniach południowopolskich. Gliny zwałowe z tego okresu osiągają miąższości zwykle do 20 m, a w obrębie kopalnych depresji, takich jak basen wrocławski, nawet do 80 m. W obręb Sudetów łądolód południowopolski sięgnął tylko do Kotliny Kłodzkiej gdzie pozostawił osady o miąższości 40 m. Poza Sudetami, na przeważającym obszarze Dolnego Śląska utwory glacialne zlodowaceń południowopolskich występują dziś pod pokrywą młodszych osadów, a na powierzchni ukazują się w krawędziach dolin rzecznych.

W zlodowaceniach południowopolskich uformowany został Wał Śląski dominujący w rzeźbie terenu północnej części Dolnego Śląska. Na zachodzie przechodzi on w podobnie wykształcone wały przecinające obszar Niemiec Wschodnich i Północnych, sięgające aż po wschodnią Holandię. Obecnie nie ulega wątpliwości, że te wielkoskalowe formy powstały na skutek procesów glacitektonicznych. Najczęściej przyjmuje się, że zaburzenia glacitektoniczne powstawały przed czołem transgredującego łądolodu. Miąższość strefy, w której doszło do zaburzeń może lokalnie przekraczać nawet 200 m. Głębiej zalegające osady trzeciorzędowe, czasami z pokładami węgla brunatnego, zostały odspojone, przemieszczone ku powierzchni i często nasunięte na lodowcowe utwory czwartorzędowe i częściowo sfałdowane.

Z procesami subglacialnymi zlodowaceń południowopolskich związana jest także większość kopalnych rynien, jakie rozpoznane zostały na obszarze Dolnego Śląska. Powstawały wówczas rynny o różnej głębokości i długości. Najmniejsze miały wymiary kilku metrowe, a największe, jak rynna Bogdaszowic, długość 20 km i głębokość dochodzącą do 110 m przy szerokości miejscami nieznacznie przekraczającej jeden kilometr. Inne rynny tego typu znane są z rejonu Oleśnicy, Parowej, Wołowa czy też Legnicy, gdzie rozcinają złoża węgla brunatnego. Oprócz form o wyraźnym wydłużeniu występują obniżenia typu kotlin. Kształt ich jest eliptyczny. Największą formą tego typu jest zagłębienie erozyjne w Przemkowie, o głębokości dochodzącej do 210 m. W rynnach liczba poziomów glin lodowcowych jest zmienna może ona dochodzić do kilku. Miąższość pakietów glin jest zróżnicowana od warstewek kilkudziesięciu centymetrowych do ponad 20 metrowych. Ponadto w rynnach występują piaski wodnolodowcowe i mułki, w tym warwowe. W Przemkowie mułki mają miąższość prawie 190 m. Z kolei rynny oleśnicką i bogdaszowicką wypełniają głównie piaski wodnolodowcowe.

Łądolód w zlodowaceniach środkowopolskich w czasie stadiału Odry miał na Dolnym Śląsku maksymalny zasięg mniejszy niż w czasie starszego zlodowacenia. Miąższość serii glacialnych z tego okresu zwykle nie przekracza kilkunastu m. Przeważająca część osadów lodowcowych (glin zwałowych, utworów wodnolodowcowych i zastoiskowych) ukazujących się na powierzchni terenu na obszarze Dolnego Śląska związana jest właśnie z tym epizodem glacialnym. Na przedpolu Sudetów oraz w strefie wzgórz wyspowych położonych na obszarze przedsudeckim w czasie transgresji łądolód zasypywał doliny materiałem wodnolodowcowym, a bezpośrednio przed swą krawędzią glinami lodowcowymi typu spływowego. W okresach chwilowej stagnacji lub niewielkich oscylacji akumulowany był materiał wynoszony przez rzeki górskie. Na Pogórzu Izerskim, w dolinach rzek Kwisy, Bobru, Nysy Szalonej, w kotlinach Dzierżoniowskiej, Świdnickiej i Henrykowskiej oraz w dolinie Nysy Kłodzkiej między Bardem i Nysą, a także na Płaskowyżu Głubczyckim powstawały lokalne zbiorniki zastoiskowe wypełnione piaskami i warstwami mułków masywnych, czasami laminowanych (Brodzickowski, 1987).

Awanse łądolodów przerywane były dłuższymi lub krótszymi okresami ociepleń, w czasie których, tak jak w okresie preglacialnym, dominowały procesy rzeczne, oraz ogólnie pojęte procesy denudacyjne. Nie stwierdzono, aby na obszarze Dolnego Śląska w okresach interstadiałów czy nawet w interglacjale mazowieckim następowało głębokie rozcinanie dolin

rzecznych. Wiązane z interglacjami, bądź interstadiami, serie rzeczne występują mniej więcej w położeniu ówczesnych wysoczyzn. Żwiry i piaski rzeczne występujące pod glinami zwałowymi korelowanymi ze zlodowaceniem Odry znane są z wielu miejsc na przedpolu Sudetów. Budują one wysoczyzny w rejonie Parowej (Urbański, 1999), Świdnicy, Jaroszowie (Krzyszowski, Biernat, 1998; Krzyszowski, Allen, 2001) i na Płaskowyżu Głubczyckim (Badura, Przybylski, 1999a). Wiek tych żwirów zawierających głównie sudecki materiał skalny nie jest jednoznacznie określony. Ponieważ leżą one na ogół nad glinami lodowcowymi zlodowaceń południowopolskich i są przykryte glinami zlodowacenia Odry czas ich akumulacji może być bardzo szeroki, obejmujący okres około 200 ka lat. Charakter osadów wskazuje na rzeki zasobne w wody, raczej o okresowych silnych wezbraniach. Słabo zaznaczające się warstwowania, raczej masywna budowa żwirów sugeruje akumulację katastrofalnych spływów przeciążonej materiałem skalnym rzeki.

W maksymalny zasięgu łądolód stadiału Warty oparł się o Wał Śląski i łuk Mużakowa (Badura, Przybylski, 2002). W kilku miejscach niewielkie loby miały większy zasięg, przekraczający Wał Śląski, np. w rejonie Nowogrodu Bobrzańskiego, na północ od Oleśnicy czy w rejonie Sycowa. W czasie maksymalnego postępu łądolodu akumulowane były niewielkie pagórki moren czołowych oraz półki kemowe doklejone do północnych stoków starszych wałów. Na przedpolu łądolodu tworzyły się rozległe stożki sandrowe oraz uformowała się pradolina wrocławsko-magdebursko-bremeńska. Po odstąpieniu łądolodu poza później utworzoną pradolinę głogowsko-barucką, w rejonie Ścinawy i Żagania, nastąpiła zmiana kierunku przepływu wód ku północy przy wykorzystaniu dawnych dolin marginalnych. W miejscu zalegania mas lodu formujących czoło łądolodu utworzyły się głębokie zbiorniki jeziorne wypełniane osadami mineralnymi i organicznymi od końca stadiału Warty, przez interglacjał eemski do zlodowacenia Wisły (Kuszell, 1997; Malkiewicz, 1998). Na obszarze przedsudeckim w strefie peryglacialnej także tworzyły się płytkie zbiorniki wodne wypełnione osadami organicznymi w interglacjale eemskim. Zbiorniki takie znane są z Imbramowic i Jaworzyny Śląskiej (Mamakowa, 1989; Kuszell, 1997).

Trzeci etap rozwoju rzeźby to okres po ustąpieniu z tego obszaru ostatniego łądolodu. Dla przeważającej części Dolnego Śląska był to łądolód zlodowacenia Odry, którego zanik przyjmuje się na około 180-170 ka lat. Odcinek doliny Odry położony między Opolem a Ścinawskim Przełomem Odry zaczął się formować wraz z deglacją Wału Śląskiego w zlodowaceniach Warty. Najstarsze tarasy, tworzące formy dolinne na obszarze Dolnego Śląska, wiązane są, więc z okresem schyłku zlodowaceń środkowopolskich. Starszych form i osadów tarasowych można spodziewać się jedynie w Sudetach, tam gdzie nie dotarł łądolód zlodowacenia Odry. Intensywne procesy denudacji w obszarach górskich spowodowały jednak, że brak jest tam ewidentnych śladów akumulacji rzecznej na wyższych poziomach lub zachowane są jedynie erozyjne spłaszczenia stokowe, o bliżej nie sprecyzowanej genezie i nieokreślonym wieku. W dolinach dolnośląskich rzek można wyróżnić od 2 do 6 teras, w dolinie Odry maksymalnie 4 (Badura, Przybylski, 2000). Najwyższe stwierdzone terasy plejstoceny sięgają 35 m ponad poziom rzek. Wyższy poziom terasowy, 55 m ponad rzeką, stwierdzono jedynie w przełomie bardzkim. Wyższe poziomy opisywane jako terasy są zwykle związane z akumulacją glacialną lub są to odpreparowane starsze serie rzeczne. Długi okres zlodowaceń północnopolskich na Dolnym Śląsku charakteryzował się zasypywaniem dolin rzecznych. Głębokość zasypiania w północnej części Śląska dochodziła do 30 m, a w części przysudeckiej do 15 m. W rejonie obniżen położonych na północ od Wału Śląskiego, w zagłębieniach jeziornych tworzyły się torfy i mułki z pyłkami roślin wskazującymi na klimat typu borealnego (Kuszell, 1997).

Najmłodsza faza trzeciego etapu powstawania pokrywy osadowej, trwająca praktycznie do dziś, związana jest z formowaniem den dolin rzecznych. Na obszarze

przedsudeckim mułki, piaski i żwiry rzeczne stanowiące fundament tarasów zalewowych są włożone zwykle w osady tarasów nadzalewowych. Z kolei na nich bardzo często leżą utwory facji powodziowej – mady. Ich miąższość wynosi średnio 2-3 m i tylko w starorzeczach mogą osiągać łącznie z namułami do 5 m. Pokrywy mad w dolinach rzecznych powstały w większości po wylesieniu znacznych obszarów Dolnego Śląska związanym z bardziej intensywnie rozwijającym się rolnictwem. W dolinie Nysy Kłodzkiej w rejonie Pilc stwierdzono, że pod pokrywą 2 m mad pogrzebane są ślady wczesnośredniowiecznej działalności człowieka.

Lokalnie na obszarze Dolnego Śląska znaczenie w budowie powierzchniowej pokrywy osadowej miał również czynnik eoliczny. Mniej lub bardziej zwarte pokrywy lessowe osadzone były głównie w zimnych okresach plejstocenu. Większość lessów występujących dziś na Dolnym Śląsku związana jest z ostatnim zlodowaczeniem – północnopolskim. Starsze lessy znane są z sąsiedniego obszaru Opolszczyzny, z rejonu Płaskowyżu Głubczyckiego. Na dolnym Śląsku największe powierzchnie pokryte przez pyły eoliczne występują w rejonie Wzgórz Niemczańsko-Strzelińskich i Wzgórz Trzebnickich. Mniejsze płyty lessów pokrywają powierzchnie wysoczyzn w wielu miejscach Przedgórza Sudeckiego. W obrębie samych Sudetów większe wystąpienia lessów znane są z okolic Kłodzka. Lessy osiągają największe miąższości (lokalnie nawet do 10 m) w rejonie Wzgórz Niemczańsko-Strzelińskich i Wzgórz Trzebnickich. Miąższość pokryw lessowych na pozostałych obszarach zwykle nie przekracza 2 m, wzrastając lokalnie do kilku metrów w miejscach gdzie pyły zasypały dawne zagłębienia.

W najmłodszym plejstocenie i we wczesnym holocenie na rozległych powierzchniach akumulacji piaszczystej, tak wodnolodowcowej jak i rzecznej powstawały pola piasków przewianych i wydmy. Większe nagromadzenia piaszczystych osadów i form eolicznych znane są z rejonu Borów Dolnośląskich, rejonu Przemkowa i Doliny Baryczy. Kształt form eolicznych wskazuje, że cyrkulacja w okresie ich formowania była podobna do obecnej z dominacją wiatrów z zachodu.

W rejonie Sudetów, w Masywie Ślęży, a także na stokach wzgórz i krawędziach dolin na Przedgórzu Sudeckim istotne zaczęły mieć procesy związane z ruchami masowymi. Procesy stokowe zachodziły w czasie całego czwartorzędu, a ich intensyfikacja następowała w okresach glacialnych przy silniejszym wietrzeniu mrozowym i skąpej szacie roślinnej. Materiał skalny przemieszczany grawitacyjnie po stoku i częściowo splukiwany utworzył w dolnej części i u podnóży zboczy pokrywy gruzów, glin i piasków deluwialnych. Ostatni etap intensyfikacji procesów erozji zboczy związany jest już z czynnikiem rolniczego użytkowania stoków.

Literatura

- Achramowicz S., Muszyński A., Schliestedt M., 1997 – Analiza ewolucji metamorficznej i strukturalnej w strefie granicznej Sudetów Zachodnich i Wschodnich. Profil W-E Braszowice-Lipniki. *Prace Spec.Pol.Tow.Miner.* 9: 55-58.
- Aleksandrowski, Mazur, 2002 – Collage tectonics in the northeasternmost part of the Variscan belt: the Sudetes, Bohemian Massif. W: (Red. Winchester J.A., Pharaoh T.C., Verniers J.) *Paleozoic Amalgamation of Central Europe. Geol. Soc. London, Sp.Publ.*, 201: 237 – 277.
- Alexandrowicz S.W., 1997 – Lithostratigraphy of the Miocene deposits in the Gliwice Area (Upper Silesia, Poland). *Bull. of the Polish Academy of Sciences Earth Sciences*, 45, 2-4: 167-179.
- ALIBERT C., LETERRIER J., PANASIUK M., ZIMMERMANN J. L., 1987 - Trace and isotope geochemistry of the alkaline Tertiary volcanism in southwestern Poland. *Lithos*, 20, 4: 311-321.
- AUGUST C., AWDANKIEWICZ M., WOJEWODA J., 1995 – Trzeciorzędowe bazaltoidy, wulkanoklastyki i serie osadowe wschodniej części bloku przedsudeckiego. W: S. Cwojdzński (red.), *Przewodnik 66 Zjazdu PTG, Geologia i ochrona środowiska bloku przedsudeckiego. 50 lat polskich badań geologicznych na Dolnym Śląsku. 66 Zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Wrocław, 21-24.IX.1995 r. Wycieczka J:* 241-254.
- BADURA J. PRZYBYLSKI B., SALAMON T., WINTER H., 2001 - Stanowisko nr 7 – Tułowice Las; Późno pliocenские osady rzeczne w Tułowicach, na Równinie Niemodlińskiej. W: J. Badura, B. Przybylski (red.), *Serie rzeczne i lodowcowe południowej Opolszczyzny. VIII Konferencja “Stratygrafia plejstocenu Polski”:* 139-155.
- BADURA J., 2003 – Geneza, litologia i stratygrafia neogeńskich i plejstocenских preglacjalnych osadów klastycznych Polski SW. W: 4 *Seminarium Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, Poznań, 13-14 października 2003:* 1-3.
- BADURA J., BER A., KRZYSZKOWSKI D., PRZYBYLSKI B., URBAŃSKI K., 2004 - Polska zachodnia i środkowozachodnia. W: A. Ber i D. Krzyszkowski (red.), *Glacitektonika wybranych obszarów Polski. Biul Państw. Inst. Geol.:* 87-92. Warszawa.
- Badura J., Bobiński W., Przybylski B., 1996 - *Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, arkusz Nysa (red. J.E.Mojski), PIG Warszawa.*
- Badura J., Cymerman Z., Przybylski B., 1998 - *Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, arkusz Wrocław (red. J.E.Mojski), PIG Warszawa.*
- BADURA J., PRZYBYLSKI B., 1998, Zasięg łądolodów plejstocenских i deglacjacja obszaru między Sudetami a Wałem Śląskim, *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 385, s. 9-28.
- BADURA J., PRZYBYLSKI B., 1999, Pliocene to middle Pleistocene fluvial series in the East Sudetic Foreland, *Quaternary Studies in Poland, Social Issue, 1999*, s. 227-233, Warszawa.
- BADURA J., PRZYBYLSKI B., 1999b – Pliocene to Middle Pleistocene fluvial series in the east Sudetic Foreland. *Quaternary Studies in Poland, Special Issue 1999:* 227-233.
- BADURA J., PRZYBYLSKI B., 2000, Atlas: Korelacja morfologiczna i wiekowa tarasów głównych rzek regionu dolnośląskiego [Morphologic and age correlation of terraces of main rivers in The Lower Silesia], *Państwowy Instytut Geologiczny Warszawa*, s. 1-61.
- BADURA J., PRZYBYLSKI B., 2002 – Stadiał Warty w świetle stuletniej historii badań Wału Śląskiego. *Biul. PIG.*, 402: 5-26.
- BADURA J., PRZYBYLSKI B., 2002, Stadiał Warty w świetle stuletniej historii badań Wału Śląskiego, *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 402.

- BADURA J., PRZYBYLSKI B., 2004 - Recesja lądolodu zlodowacenia warty w zachodniej części Wzgórz Dalkowskich. W: M. Harasimiuk & S. Terpiłowski (red.), Zlodowacenie warty w Polsce. Wyd. UMCS: 37-50. Lublin.
- BADURA J., PRZYBYLSKI B., ZUCHIEWICZ W., (w druku) - Cainozoic structural evolution of Lower Silesia, SW Poland: a new interpretation. *Acta Montana IRSM AS CR* (2004), Ser. A,
- Baranowski Z., Haydukiewicz A., Kryza R., Lorenc S., Muszyński A., Urbanek Z., 1998 – Litologia i geneza zmetamorfizowanych skał osadowych i wulkanicznych jednostki Chełmca (Góry Kaczawskie). *Geol. Sudetica*, 31: 33-59.
- Baranowski Z., Haydukiewicz A., Kryza R., Lorenc S., Muszyński A., Solecki A., Urbanek Z., 1990 - Outline of the geology of the Góry Kaczawskie (Sudetes, Poland). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 179. Stuttgart: 223 – 257.
- BIRKENMAJER K., PÉCSKAY Z., GRABOWSKI J., LORENC M.W., ZAGOŹDŹON P.P., 2002a - Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. III. K-Ar and palaeomagnetic data from Early Miocene basaltic rocks near Jawor, Fore-Sudetic Block. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 72: 241-253.
- BIRKENMAJER K., PÉCSKAY Z., GRABOWSKI J., LORENC M.W., ZAGOŹDŹON P.P., 2002b - Radiometric dating of the Tertiary Volcanics in Lower Silesia, Poland. II. K-Ar and palaeomagnetic data from Neogene basanites near Łądek Zdrój, Sudetes Mts. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 72: 119-129.
- BIRKENMAJER K., PÉCSKAY Z., GRABOWSKI J., LORENC M.W., ZAGOŹDŹON P.P., 2004 - Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. IV. Further K-Ar and palaeomagnetic data from Late Oligocene to Early Miocene basaltic rocks of the Fore-Sudetic Block. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 74: 1-19.
- BLUSZTAJN J., HART S. R., 1989 – Sr, Nd, and Pb isotopic character of Tertiary basalts from southwest Poland. *Geoch. et Cosmochimica Acta*, V. 53:2689-2696.
- BOLEWSKI, PARACHONIAK W., 1982 – Petrografia. PWN, Warszawa.
- Borkowska M., 1966 - Petrografia granitów Karkonoszy. *Geol. Sudetica* 2.
- Borkowska M., Dörr W., 1998 – Some remarks on the age and mineral chemistry of orthogneisses from the Łądek-Śnieżnik metamorphic unit. Poland. *Terra Nostra* 98,2: 27-30.
- Borkowska M., Hameurt J., Vidal P., 1980 - Origin and age of Izera gneisses and Rumburk granites in the Western Sudetes. *Acta geol. Polonica*, 30/2.
- Bröcker M., Żelaźniewicz A., Enders M., 1997 – Rb-Sr und U-Pb Untersuchungen an Migmatiten der Góry sowie (Sudeten, Polen) W: SPP Kolloquium “Orogene Prozesse” Bayeruth, Terra Nova: 27-28.
- BRODZIKOWSKI K. 1987, Środowiskowe podstawy analizy i interpretacji glacytektonizmu Europy Środkowej, *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 934, *Studia Geograficzne*, 63, s. 3-331.
- CIUK E., 1970 - Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, 14, 4: 754-771, Warszawa.
- Cwojdziański S., 1977 – Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów 1:25 000, arkusz Złoty Stok. Wyd. Geol. PIG Warszawa.
- Cwojdziański S., Augustyniak M., 1989 – Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Jordanów Śląski. Wyd. Geol. PIG Warszawa
- Cwojdziański S., Żelaźniewicz A., 1995 – Podłoże krystaliczne bloku przedsudeckiego. *Przewod. LXVI Zjazdu PTG Roczn. Pol. Tow. Geol. Wyd. Sp.*: 11 – 28.
- Cymerman Z., 1996 – Objasnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, arkusz Kłodzko (red. J.E.Mojski, L.Sawicki). PIG Warszawa.
- Cymerman Z., 2001 – Mapa tektoniczna Sudetów i bloku przedsudeckiego w skali 1:200 000. Państw. Inst.Geol. CAG Warszawa, Wrocław.

- Cymerman, Z. Piasecki, M.A.J., 1994. The terrane concept in the Sudetes, Bohemian Massif . Geol. Quarterly, 38(2): 191-210.
- CZERWONKA J. A., KRZYSZKOWSKI D., 1992, Pleistocene stratigraphy of the central part of Silesian Lowland, Southern Poland, Bulletin of the Polish Academy of Science, Earth Sciences, 40, s. 203-233.
- CZERWONKA J.A., KRZYSZKOWSKI D., 2001 – Preglacial (Pliocene – Early Middle Pleistocene) deposits in Southwestern Poland: lithostratigraphy and reconstruction of drainage pattern. In: D. Krzyszkowski (Ed.), Late Cainozoic Stratigraphy and Palaeogeography of the Sudetic Foreland. Wind J. Wojewoda: 147-195.
- Don J., Żelaźniewicz A., 1990 - The Sudetes-boundaries, subdivision and tectonic position. N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 179. Stuttgart.
- DYJOR S., 1966 - Młodotrzeciorzędowa sieć rzeczna zachodniej części Dolnego Śląska. Z geologii Ziemi Zachodnich: 317–318. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- DYJOR S., 1968 – Poziomy morskie w obrębie serii iłów poznańskich. Kwart. Geol., 12, 4: 941-957.
- DYJOR S., 1970 - Seria poznańska w Polsce Zachodniej. Kwart. Geol., 14, 4: 819–833.
- DYJOR S., 1974 - Oligocen niżowej części Dolnego Śląska i Ziemi Lubuskiej. Biul. Inst. Geol., 281: 119–134.
- DYJOR S., 1978 – Wykształcenie i stratygrafia utworów trzeciorzędowych na obszarze Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego. W: Przew.40 Zjazdu PTG, Zielona Góra: 210-214.
- Dziedzicowa H., 1963. "Syenity" strefy Niemczy. "Syenites" of the Niemcza Zone . Arch. Miner., 24 (2): 5-126.
- Dziedzicowa H., 1979. Zarys budowy geologicznej wschodniego obrzeżenia gnejsów sowiogórskich. W: Gunia T. (ed.), Wybrane zagadnienia stratygrafii, petrografii i tektoniki wschodniego obrzeżenia gnejsów sowiogórskich i metamorfiku kłodzkiego. Wyd.Uniw.Wrocł., Wrocław, pp. 43-51.
- Floyd P.A., Winchester J., Seston R., Kryza R, Crowley Q.G., 2000 - Review if geochemical variation in Lower Paleozoic metabasites from the NE Bohemian Massif: intracratonic rifting and plume-ridge interaction. Geol.Soc.London, Sp.Papers 179: 155 – 174.
- Furnes H., Kryza R., Muszyński A., 1989 - Geology and geochemistry of Early Paleozoic volcanics of the Świerzawa Unit, Kaczawa Mts., W. Sudetes, Poland. N. Jb. Geol. Paläont. Mh.3. Stuttgart
- GIEL M.D., 1979 - Obserwacje mikropaleontologiczne utworów górnomiocenijskich i plioceńskich z rejonu Ostrzeszowa i Kępna. Kwart. Geol., 23, 3: 663-668, Warszawa.
- Gunia, T., 1981. Mikroskamieniałości metamorfiku na wschód od Niemczy. Polska południowo-zachodnia. Geol. Sudetica, 16 (2): 25-45.
- Gunia, T., 1985. Pozycja geologiczna bloku sowiogórskiego i jego wpływ na paleogeografię Sudetów Środkowych. Geol. Sudetica, 20: 83-119.
- Gunia, T., 1997 – Problem wieku marmurów okolic Stronia Śląskiego na podstawie mikroskamieniałości. Acta Univ.Wrat. 1974. Pr. Geol.-Miner. T.62.
- Haydukiewicz A., 1977 – Litostratygrafia i rozwój strukturalny kompleksu kaczawskiego w zachodniej części jednostki Jakuszowej i w jednostce Rzeszówka. Geol. Sudetica 12: 7-68.
- Hegner E., Kröner A., 2000 – Review of Nd isotopic data and xenocristic and detrital zircon ages from the pre-Variscan basement in the eastern Bohemian Massif: speculations on palinspatic reconstructions. Geol. Soc. London Spec. Publ., 179: 113 – 129.
- ISC, 2003 - International Stratigraphic Chart, International Commission on Stratigraphy.
- JAHN A., ŁAŃCUCKA-ŚRODONIOWA M., SADOWSKA A., 1984 – Stanowisko utworów plioceńskich w Kotlinie Kłodzkiej. Geologia Sudetica 18: 7-43.

- JERZMAŃSKI J., ŚLIWA Z., 1979 – Bazalty. W: K. Dziedzic (red.) Surowce Mineralne Dolnego Śląska. Ossolineum: 259-269.
- KASINSKI J.R., BADURA J., PRZYBYLSKI B. 2003 - Kenozoiczne zapadliska przedgórza Sudetów Północno-Zachodnich [Cenozoic depressions at the northwestern Sudetic Foreland]. W: A. Ciężkowski, J. Wojewoda i A. Żelaźniewicz (red.), Sudety Zachodnie od wendy do czwartorzędu: 183-196. WIND Wrocław.
- Korytowski A., Dörr W., Żelaźniewicz A., 1993 – U-Pb dating of (meta-)granitoids in the NW Sudetes and their bearing on tectonostratigraphic correlation. *Terra Nova* 5: 331-332.
- Kossmat F., 1927 – Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. *Abh. sachs. geol. Landesamt.* 1: 1-39.
- KOŚCIÓWKO H., 1982 - Rozwój zwietrzelin kaolinowych na przedpolu Sudetów Wschodnich. *Biul. Inst. Geol.*, 336, 7-52.
- Kozdrój W., 2003 – Ewolucja geotektoniczna krystaliniku Wschodnich Karkonoszy. W: (Red. W.Ciężkowski, J.Wojewoda, A.Żelaźniewicz) *Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędu.* Wind. Wrocław: 67 – 80.
- KOZŁOWSKA-KOCH M., 1987 – Klasyfikacja i nomenklatura trzeciorzędowych wulkanitów Dolnego i Opolskiego Śląska. *Arch. Miner.*, 42, 1: 43-91.
- Kröner A., Hegner E., Jäckel P., 1997 – Cambrian to Ordovician granitoid orthogneisses in the Polish and Czech West Sudetes Mts and their geodynamic significance. *Terra Nostra* 97,11: 67-68.
- Kröner A., Jäckel P., Opletal M., 1994 – Pb-Pb and U-Pb zircon ages for orthogneisses from eastern Bohemia: further evidence for a major Cambro-Ordovician magmatic event. *J. Czech Geol. Soc.*31.
- Kryza R., Mazur S., 1994 - Contrasting metamorphic paths in the eastern part of the Karkonosze-Izera Block, W Sudetes. Igneous activity and metamorphic evolution of the Sudetes area. *Mat. Konf.*
- Kryza R., Mazur S., Aleksandrowski P., 1999 – Pre-Late Devonian uncorformity in the Kłodzko area excavated: a record of Eo-Variscan metamorphism and exhumation in the Sudetes. *Geol.Sudetica* 32: 127 – 137.
- Kryza R., Mazur S., Pin C., 1994 - Leszczyniec meta-igneous complex in the eastern part of the Karkonosze -Izera Block: trace element and Nd isotope variation. Igneous activity and metamorphic evolution of the Sudetes area. *Mat. Konf.*
- Kryza R., Muszyński A., 1994 - Evidence for an early high-pressure low-temperature metamorphic event in the Kaczawa complex, W Sudetes. Igneous activity and metamorphic evolution of the Sudetes area. *Mat. Konf.*
- Kryza, R., Muszyński, A., 1992. Pre-Variscan volcanic-sedimentary succession of the central southern Góry Kaczawskie, SW Poland: outline geology. *Ann.Soc.Geol.Pol.*, 62: 117-140.
- KRZYSZKOWSKI D., ALLEN P., 2001, Quaternary stratigraphy and sedyment deformation of the Jarosów zone, Sudetic Foreland, Suothwestern Poland, [In:] D. Krzyszkowski (Ed.), *Late Cainozoic Stratigraphy and Paleaeogeography of the Sudetic Foreland*, s. 3-24. Wind.
- KRZYSZKOWSKI D., BIERNAT J., 1998, Terraces of the Bystrzyca river valley, Middle Sudetes, and their deformation along the Sudetic Marginal Fault, *Geologia Sudetica*, 31, s. 241-258.
- KURAL S., 1979 – Geologiczne warunki występowania, geneza i wiek kaolinów zachodniej części granitowego masywu strzegomskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 313: 9-68.
- KUSZELL T., 1997, Palinostratygrafia osadów interglacjału eemskiego w wczesnego vistulianu w południowej Wielkopolsce i na Dolnym Śląsku, *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 1965, *Prace Geologiczno-Mineralogiczne*, 60, s. 9-68.
- LUDWIG A. O., SCHWAB G., 1995 – Neogeodynamica Baltica - ein internationales Kartenprojekt (IGCP-Projekt Nr.346). *Deutsche Beiträge zur Charakterisierung der vertikalen*

- Bewegungen seit Beginn des Rupelian (Unteroligazän) bzw. Seit Ende der Holstein-Zeit. Brandenburgische Geowiss. Beitr., 2: 47-57.
- LUDWIG A.O., 2001 – Vertical movements since the beginning of Rupelian stage (map 1). In: R.G. Garetzky, A.O.Ludwig, G. Schwab, W. Stackebrandt (Eds.) Neogeodynamics of the Baltic Sea depression and adjacent areas. Results of IGCP Projekt 346 Abridged version. Brandenburgische Geowiss. Beitr., 1: 5-12.
- STANDKE G., 1996 – Stratygrafia i facje dolnośląskiej serii trzeciorzędowej. Prz. Geol., 12: 1223-1228.
- ŁUCZKOWSKA E., DYJOR S., 1971 – Mikrofauna utworów trzeciorzędowych serii poznańskiej Dolnego Śląska. Roczn. Pol. Tow. Geol., 41, 2: 337-357.
- Maciejewski S., Morawski T., 1975 – Zmienność petrograficzna granitów masywu strzegomskiego. Kwart. Geol. 19: 47 – 63.
- Majerowicz A., 1972 – Masyw granitowy Strzegom – Sobótka. Geol. Sudetica 6: 7 – 88.
- Majerowicz A., Pin, C., 1989 - Recent progress in petrologic study of the Ślęza ophiolite complex. In: Narębski W. & Majerowicz A. (eds.), Lower and Upper Paleozoic metabasites and ophiolites of the Polish Sudetes. Guidebook of excursions in Poland, May 1989, Pol.Acad.Sci., Wrocław, pp. 34-72.
- MALKIEWICZ M., 1998, Historia roślinności interglacjału eemskiego z Lechitowa (Dolina Baryczy), Polska południowo-zachodnia. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 385; 143-152.
- MAMAKOWA K., 1989, Late Middle Polish glaciation, Eemian and Early Vistulian vegetation at Imbramowice near Wrocław and the pollen stratigraphy of this part of the Pleistocene in Poland, Acta Paleobotanica, 29, 1, s. 11-176.
- MATL K., ŚMIGIELSKA T., 1977 - Paleogene marine sediments between Głogów and Sieroszowice (Lower Silesia-Poland). Roczn. Pol. Tow. Geol., 47, 1: 11-25.
- Mazur S., Puziewicz J., Józefiak D., 1995 - Strefa Niemczy - regionalna strefa ścinania pomiędzy obszarami o odmiennej ewolucji strukturalno-metamorficznej. Przewod. LXVI Zjazdu PTG, Roczn. Pol. Tow. Geol. Wyd. Sp.: 221 – 240.
- Mierzejewski M., Oberc-Dziedzic T., 1990 - The Izera-Karkonosze Block and its tectonic development (Sudetes, Poland). N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 179. Stuttgart.
- Narębski W., 1994 – Lower to Upper Paleozoic tectonomagmatic evolution of the NE part of the Bohemian Massif. Zentralblatt f. Geol. u. Palaont., 9/10: 961 – 972.
- Narębski W., Dostal J., Dupuy C., 1986 - Geochemical characteristics of Lower Paleozoic spilite-keratophyre series in the Western Sudetes (Poland): petrogenetic and tectonic implications. Neues Jahrbuch Miner. Abh. 155/3 Stuttgart.
- Oberc, J., 1972 - Budowa geologiczna Polski, Tektonika, część 2, Sudety i obszary przyległe. Wyd. Geol. Warszawa, 307 pp.
- Oberc-Dziedzic T., Pin C., Duthou J.L., Couturie J.P., 1996 – Age and origin of the Strzelin granitoids (Fore-Sudetic Block, Poland) Rb/Sr data. N.Jb.Mineral. Abh., 171: 187 – 198.
- Oberc-Dziedzic, T. & Szczepański, J., 1995. Geologia krystaliniku Wzgórz Strzelińskich. Przewod. LXVI Zjazdu PTG, Roczn.Pol. Tow. Geol. Wyd. Sp.
- Oliver G.J.H., Corfu F., Krough T.E., 1993. U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana . J. Geol. Soc. London., 150: 355-369.
- Pin C., Majerowicz A. & Wojciechowska I., 1988 - Upper Paleozoic oceanic crust in the Polish Sudetes: Nd-Sm isotope and trace elements evidence. Lithos, 21: 195-205.
- Pin C., Mierzejewski M.P. & Duthou J.L., 1987 - Age of Karkonosze Mts. Granite dated by the isochrone Rb/Sr and its initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ value. Przegl.Geol. 10.
- Pin C., Puziewicz J., Duthou J.L., 1989 – Ages and origins of a composite granitic massif in the Variscan belt: a Rb-Sr study of the Strzegom-Sobótka massif, W Sudetes. N.Jb.Mineral.Abh. 160: 71 – 82.

- PIWOCKI M., 1992 - Zasięg i korelacja głównych grup trzeciorzędowych pokładów węgla brunatnego na platformowym obszarze Polski. *Prz. Geol.*, 40, 5: 281–286.
- PIWOCKI M., 1998 - Charakterystyka dolnomiocenkiej IV dąbrowskiej grupy pokładów węgla brunatnego w Polsce. *Prz. Geol.*, 46, 1: 55–61.
- POŻARYSKA K., ODRZYWOLSKA-BIENKOWA E., 1978 — Wstępne wyniki badań stratygraficznych osadów eocenkich i oligocenkich w rejonie Głogowa. W: *Przew. L. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Zielona Góra*: 214–219.
- Pożaryski W., Karnkowski P., 1992 – Tectonic map of Poland during the Variscan time. 1:1 mln. *Wyd. Geol. Warszawa*.
- PRZYBYLSKI B., BADURA J., CZERWONKA J. A., KRZYSZKOWSKI D., KRAJEWSKA K., KUSZELL T., 1998, The preglacial Nysa Kłodzka fluvial system in the Sudetic Foreland, southwestern Poland, *Geologia Sudetica*, 31, s. 171-196.
- Puziewicz J. & Oberc-Dziedzic T., 1995 - Wiek i geneza granitoidów bloku przedsudeckiego. *Przewod. LXVI Zjazdu PTG. Roczn. Pol. Tow. Geol. Wyd. Sp.*
- RÓŻYCKI S. Z., 1972 – Plejstocen Polski Środkowej. PWN Warszawa, pp. 316.
- Sawicki L. (red.), 1995 - Mapa geologiczna regionu dolnośląskiego z przyległymi obszarami Czech i Niemiec (bez utworów czwartorzędowych). 1:100 000.
- Sawicki, L., 1967 - Mapa geologiczna Dolnego Śląska 1:200 000. *Wyd. Geol. Warszawa*.
- Seston R., Winchester J.A., Piasecki M., Crowley Q.G., Floyd P.A., 2000 – A structural model for the western-central Sudetes: a deformed stack of Variscan thrust sheets. *J. Geol. Soc. London* 157: 1155 – 1167.
- STOCH L., 1974 – Minerale ilaste. pp. 503. *WG Warszawa*
- STÖRR M., 1975 – Distribution, age and genesis of the formations of the weathering crust in the GDR. In: Störr M., (ed.), Kaolin deposits of the GDR in the northern region of the Bohemian Massif. *Sektion Geologische Wissenschaften der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald*: 29-91.
- Szałamacha M., Szałamacha J., 1996 - Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, arkusz Wałbrzych (red. J.E. Mojski, L. Sawicki). *PIG Warszawa*.
- Szałamacha M., Szałamacha J., Milewicz J., 1995 - Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, arkusz Jelenia Góra (red. J.E. Mojski, L. Sawicki). *PIG Warszawa*.
- Teisseyre J. H., 1973 - Skąły metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. *Geol. Sud.* 8.
- URBAŃSKI K., 1999, Quaternary Geology of the Sudetic Foreland between the Nysa Łużycka and Bóbr rivers, southwestern Poland, *Geologica Sudetica*, 32, s. 147-161.
- Van Breemen O., Bowes D.R., Aftalion M. & Żelaźniewicz A., 1988 - Devonian tectonothermal activity in the Sowie Góry gneissic block, Sudetes, southwestern Poland: evidence from Rb-Sr and U-Pb isotopic studies. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 58: 3-19.
- VINKEN R. (ed.), 1988 – The Northwest European Tertiary Basin. Results of the International Geological Correlation Programme, Project No 124. *Geol. Jb.*, A-100.
- Wajsprych B., 1978 – Allochtoniczne skały paleozoiczne w osadach wizeńskich Gór Bardzkich. *Roczn. Pol. Tow. Geol.* 38.1.
- Wajsprych B., 1986 – Sedimentary record of tectonic activity on a Devonian – Carboniferous continental margin (Sudetes). *IAS 7th European Meeting. Kraków. Excursion Guide Book*: 141 –164. *Ossolineum Wrocław*.
- WALCZAK W., 1970 – Obszar przedsudecki. PWN Warszawa.
- WIERZCHOŁOWSKI B., 1993 – Stanowisko systematyczne i geneza sudeckich skał wulkanicznych. *Arch. Miner.*, 49, 2: 199-235.
- Wojciechowska I., 1966 – Budowa geologiczna dorzecza Ścinawki Kłodzkiej. *Geol. Sudetica* 2.

- Wojciechowska I., 1975 – Tektonika kłodzko-złotostockiego masywu granitowego i jego osłony w świetle badań mezostrukturalnych. *Geol. Sudetica* 10,2
- WOJEWODA, J., MIGOŃ, P., KRZYSZKOWSKI, D., 1995 – Rozwój rzeźby i środowisk sedymentacji w młodszym trzeciorzędzie i starszym plejstocenie na obszarze środkowej części bloku przedsudeckiego: wybrane aspekty. *Annales Societatis Geologorum Poloniae Special Issue, Przewodnik 66 Zjazdu PTG*: 315-332.
- WRÓŃSKI J., 1974 – Plejstoceńska sedymentacja rzeczna we wschodniej części bloku przedsudeckiego jako wskaźnik młodych ruchów tektonicznych tego obszaru. Rozprawa doktorska, maszynopis, Arch. CAG PIG, Warszawa, 97 pp.
- Żelaźniewicz A., 1987 - Tektoniczna i metamorficzna ewolucja Gór Sowich. Tectonic and metamorphic evolution of the Góry Sowie, Sudetes Mts, SW Poland. *Ann.Soc.Geol.Polon.*,57: 203-348.
- Żelaźniewicz A., 1990 - Deformation and metamorphism in the Góry Sowie gneiss complex, Sudetes, SW Poland. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 179: 129-157.
- Żelaźniewicz A., 1995 - Część przedsudecka bloku sowiogórskiego. Fore-Sudetic part of the Góry Sowie Block, SW Poland. *Przewod. LXVI Zjazdu PTG, Roczn.Pol. Tow. Geol. Wyd. Sp.*
- Żelaźniewicz A., 1997 – The Sudetes as a Paleozoic orogen in Central Europe. *Geol. Mag.* 134: 691 – 702.
- Żelaźniewicz A., 2003 – Postęp wiedzy o geologii krystaliniku Sudetów w latach 1990-2003. W: (Red. W.Ciężkowski, J.Wojewoda, A.Żelaźniewicz) *Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędzu*. Wind. Wrocław: 7 – 16.
- Żelaźniewicz A., Kemnitz H., Hermsdorf N., 1995 - West Sudetes. Structure. W: Dallmeyer R.D., Franke W., Weber K. (red.) – *Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe*. Springer Verlag. Berlin: 328 – 340.