

## Budowa płaszczwinowa zachodniej części struktury bardzkiej; przemieszczenia poziome bloku sowiogórskiego

Józef Oberc\*

Sudety Środkowe (wschodnia część Sudetów Zachodnich) były w czasie środkowego paleozoiku obszarem bardzo zróżnicowanym pod względem zmian facjalnych. Intensywne przemieszczenia mas skalnych zarówno w poziomie, jak i w pionie doprowadziły do bardzo skomplikowanego obrazu rozwoju budowy i zmian paleogeograficznych. Ważną rolę w tych procesach odegrał blok sowiogórski i stowarzyszona z nim przestrzennie wokółsowiogórska formacja ofiolitowa.

### Blok sowiogórski na powierzchni Ziemi

Blok sowiogórski jest zbudowany głównie z gnejsów często migmatycznych. Tego typu skały obejmują wielkie obszary w południowych Czechach i na Morawach. Maška, Zoubek (1961) wiązali je z tektogenezą moldanubską.

Petrografią gnejsów sowiogórskich zajmowali się ostatnio Kryza (1981) i Żelaźniewicz (1987). Mikropaleontologiczny wiek materiału wyjściowego według Guni (1981) jest górnoryfejski. Natomiast wiek radiometryczny (van Bremen i in., 1988) waha się w granicach od 370 do 360 Ma (Rb–Sr).

W czasie środkowego paleozoiku blok sowiogórski dostarczał materiału detrytycznego do sąsiednich i rozwijających się na nim zbiorników sedimentacyjnych lub w czasie dolnego karbonu do zbiornika bardzkiego (Dathe, 1904).

Rola bloku sowiogórskiego w formowaniu się struktur tektonicznych obszarów sąsiednich według Bederkego (1934), Teisseyre'a i in. (1957) i in. autorów była wielka.

### Wgłębne fragmenty bloku sowiogórskiego

Fragmenty bloku sowiogórskiego występują pod Zagłębiem Wałbrzyskim (Bederke, 1934; Oberc, 1972). Chorowska i in. (1987) stwierdzili w wierceniu Zdanów IG 1 kopalny fragment gnejsów typu sowiogórskiego na głębokościach 1908–2000 m (nie przebity). Na gnejsach spoczywa wapienisty, gnejsowy materiał detrytyczny udokumentowany jako górny dewon (Chorowska i in., 1992). Na dewonie leży turnej, a wyżej wizen.

### Wokółsowiogórska formacja ofiolitowa

Finckh (1924) zauważył, że blok sowiogórski okolony jest wystąpieniami skał zasadowych i ultrazasadowych (ryc. 1). Według Oberca (1991) blok ten jest ponadto podścielony tymi skałami. Na tym miejscu interesuje nas tylko południowa część tego wieńca. Na gabrach i gruboziarnistych diabazach na górze Wapnica w Dzikowcu leżą opisywane od bardzo dawna wapienie górnego dewonu z okruchami bazytów, co pozwala interpretować ofiolity jako część cokołu, a wapienie jako pokrywę platformy epikaledońskiej (Oberc, 1994). Ta część cokołu występuje na północ od struktury kłodzkiej i sięga po Nową Rudę (i dalej ku północy).

Petrografią gabr tego terenu zajmowali się Tannhuse (1908), Borkowska (1985) i in. Wiek ich został oznaczony na  $351 \pm 16$  Ma przez Pina i in. (1988) i  $420 \pm 20$  Ma (Oliver i in., 1993).

### A. Struktura kłodzka; platforma epikaledońska i jej jednostki tektoniczne

Ton nadają tej jednostce fyllity bożkowskie. W wapiennej wkładce w ich obrębie zostały znalezione koralowce ludlowu (Gunia & Wojciechowska, 1964). Nad fyllitami bożkowskimi występują metawulkanity kwaśne i zasadowe. Czy amfibolity struktury kłodzkiej należą do tej formacji, czy stanowią część starszej (przedpaleozoicznej) sekwencji, nie zostało jeszcze rozstrzygnięte. Niewątpliwie przedpaleozoiczne są gnejsy Ścinawki opracowane przez Kozłowską-Koch (1960).

Omawianą jednostkę badali Fischer ([W:] Finckh i in., 1942) i Wojciechowska (1966). Opisał ją też Oberc (1972).

Lineacja rekrytalizacyjna skał struktury kłodzkiej zanurza się pod małymi kątami ku ESE. Wergencja fałdów skierowana jest ku SSW.

Powstanie struktury tektonicznej metamorfiku doliny Ścinawki jest związane z ruchami kaledońskimi. Niezgodnie leżą na niej nieprzeobrażone zlepieńce (z otoczkami skał podłoża), a wyżej wpaienie ze znaną od dawna fauną famenu i być może franu (Chorowska, 1974; Gunia, 1977). Mamy tu więc do czynienia z fragmentami pokrywy platformy epikaledońskiej (ryc. 2).

### Górny dewon i dolny karbon jednostki Świebodzic

Jednostka ta została sprecyzowana przez Teisseyre'a (1956) jako depresja Świebodzic. Poprzednio jej obszar był określany jako *Freiburger Oberdevongebiet* (Bederke, 1929). Opracowań stratygraficznych dostarczyli Pawlik (1939) i Gunia (1968). Nowoczesne badania sedimentologiczne przeprowadził Porębski (1981).

Jednostka Świebodzic jest zbudowana z utworów górnego dewonu i najstarszych ogniw dolnego karbonu o łącznej grubości 3300–4500 m. W zlepieńcach górnego dewonu występują prócz innych skał — otoczaki wapieni z fauną starszego franu, transportowane od południa z terenów, na których osadził się później dolny karbon niecki śródsudeckiej. Niezależnie od tego występują tu soczewy wapieni górnodewońskich, w tym należących do piętra klymeniewego.

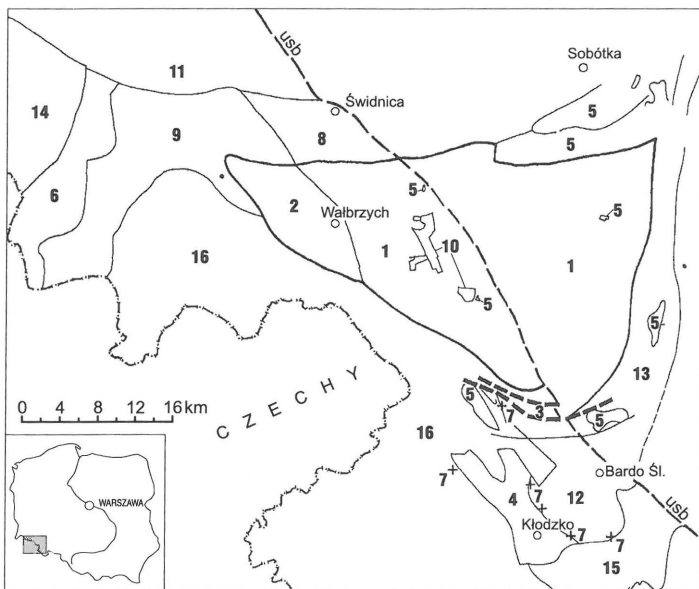
Na utworach dewonu występują na zachodzie dolnokarbońskie zlepieńce z Chwaliszowa z materiałem dewonu jednostki Świebodzic, podczas gdy na wschodzie zlepieńce z Książa z otoczkami gnejsów sowiogórskich (Teisseyre, 1956). Podłoże górnego dewonu zdaje się tworzyć diabazy wysadu Strugi, a być może i bazyty wokółsowiogórskiej formacji ofiolitowej.

Scharakteryzowane formacje zostały ułożone w fałdy równoleżnikowe, dzięki transportowi tektonicznemu, skierowanemu ku południowi, najprawdopodobniej pod koniec

\*Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław

piętra Gattendorfia (faza nassauska). W czasie fałdowania formacji Gór Kaczawskich (faza sudecka) na jednostkę Świebodziec została nasunięta zachowana w formie płatów

tektonicznych jednostka Dobromierza (Oberc, 1982). Wzdłuż SW granicy (dyslokacja Strugi) z podłoża jej zostały wyciśnięte diabazy wysadu Strugi. Ich tektonikę opisał Teisseyre (1962).



Ryc. 1. Jednostki geologiczne wschodniej części Sudetów Zachodnich i ich północnego przedpola

**Cokół platformy epikaledońskiej:** 1 — blok sowiogórski, 2 — gnejsy sowiogórskie w podłożu synklinorium śródsudeckiego, 3 — wgłębny fragment gnejsów sowiogórskich w otworze wiertniczym Zdanów IG 1, 4 — struktura kłodzka na powierzchni Ziemi, 5 — wokółsowiogórska formacja ofiolitowa, 6 — formacja Rudaw Janowickich. **Pokrywa platformy epikaledońskiej:** 7 — fragmenty górnego dewonu kłodzkiego wzdłuż brzegu płaszczowiny bardzkiej i w Dzikowcu, 8 — jednostka Świebodziec, 9 — monoklina dolnego karbonu w zachodniej części niecki śródsudeckiej, 10 — fragmenty dolnego karbonu na bloku sowiogórskim. **Struktury płaszczowinowe:** 11 — struktura kaczawska (poza obszarem badań autora), 12 — płaszczowiny struktury bardzkiej. Inne: 13 — strefa Niemczy, 14 — intruzja granitu Karkonoszy, 15 — intruzja granitoidowa kłodzko-złotostocka, 16 — synklinorium śródsudeckie, usb — uskoki sudeckie brzożny

### Turnej zachodniej części zbiornika śródsudeckiego

Na wschodnich zboczach Rudaw Janowickich i wzdłuż południowego brzegu Gór Kaczawskich występuje kilkukilometrowa gruba formacja zlepieńców fluwialnych, które nie zostały udokumentowane paleontologicznie. Opisywane były tu też twory deltowe (Radwański, 1954). Materiał zlepieńców pochodzi głównie z erozji krystaliniku karkonosko-izerskiego. Badania tych utworów prowadzili Radwański (1954), Żak (1958) i Teisseyre (1968). Materiał zlepieńców dolnego karbonu wzdłuż południowego brzegu Gór Kaczawskich był wyprowadzany z tych gór do czasu, gdy ich fałdowanie było uważane za kaledońskie (Schwarzbach, 1939; Teisseyre, 1953). Późniejsze badania geologiczne i dokumentacja konodontów Urbanek (1978) i Chorowskiej (1978) dowiodły ciągłości sedimentacji do dolnego karbonu włącznie, a tym samym i fałdowania w przybliżeniu na granicy karbon dolny-karbon górny.

Według Oberca (1982, 1991) materiał lądowych zlepieńców karbonu dolnego wzdłuż brzegu Gór Kaczawskich pochodzi z erozji paleogrzbietu zbudowanego z formacji epimetamorficznych ograniczającego od południa zbiornik kaczawski (kordyliera południowo-kaczawska).

### B. Formacje geosynklinalne jednostki bardzkiej

#### Zbiornik bardzki w czasie górnego dewonu i turneju

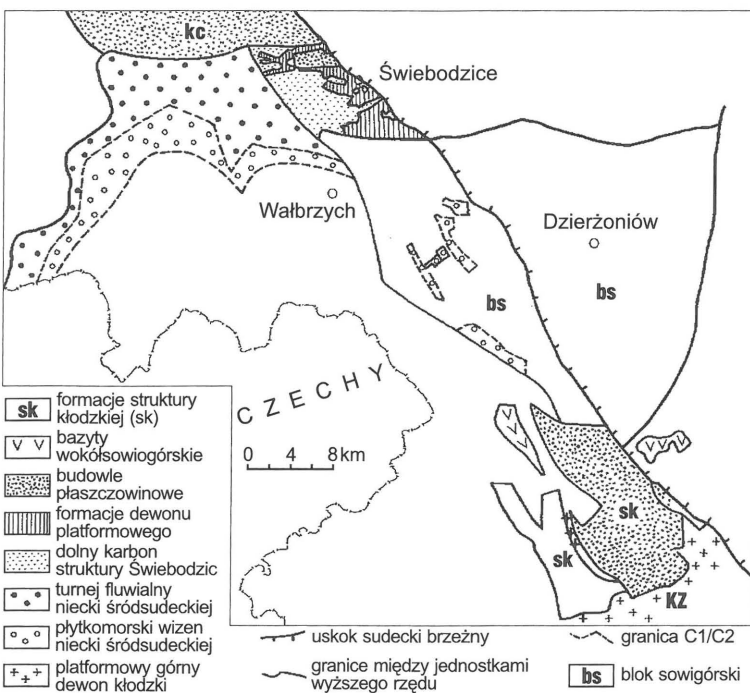
Opisane wyżej utwory górnego dewonu, spoczywające niezgodnie na strukturze kłodzkiej, gnejsach sowiogórskich (wiercenie Zdanów IG 1), formacji ofiolitowej (w Dzikowcu) osadziły się w szelfowych partiach zbiornika morskiego. W tym czasie był zaawansowany już rozwój bardzkiego zbiornika geosynklinalnego. Został on założony w ordowiku. Obecność tej formacji uznawał Finckh (1924) jako dolny sylur. Badał je też Teller (1960).

W zbiorniku bardzkim od landoweru często osadzały się głębokomorskie utwory krzemionkowe, niewątpliwie jeszcze w turneju (formacja z Opolnicy). W dewonie dolnym pojawiały się pierwsze turbidyty (Oberc, 1987), które często osadzały się jeszcze w dolnym karbonie. Zbiornik bardzki miał cechy miogeosynkliny (ryc. 3). Sedimentacji towarzyszyły słabo rozwinięte wulkanity, do środkowego dewonu zasadowe, później kwaśne. Na obecność tych ostatnich zwrócili uwagę Chorowska i in. (1987) i Wajsprych (1992).

Większość ogniw litostratygraficznych i ich następstwo wprowadzał autor niniejszej pracy do literatury stopniowo (począwszy od 1953 r.).

W górnym dewonie autor wyróżnia dwie równoległe formacje:

a) formacja łupków mikołajowskich: szare i zielone łupki i mułowce; iłowce i łupki krzemion-

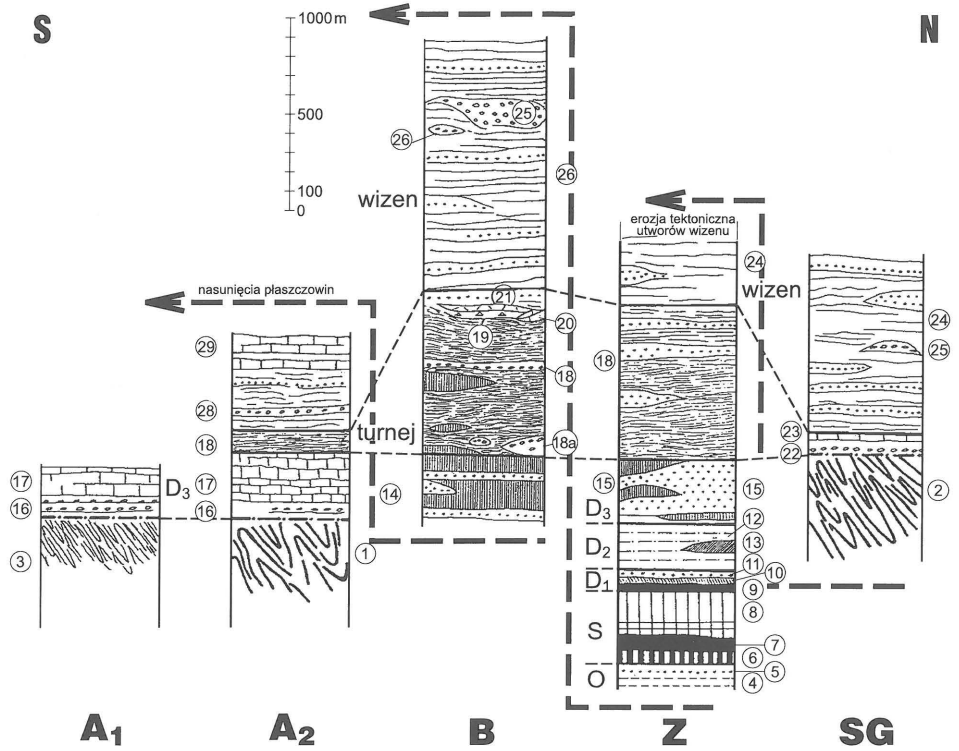


Ryc. 2. Cokół i pokrywa platformy epikaledońskiej na powierzchni ziemi

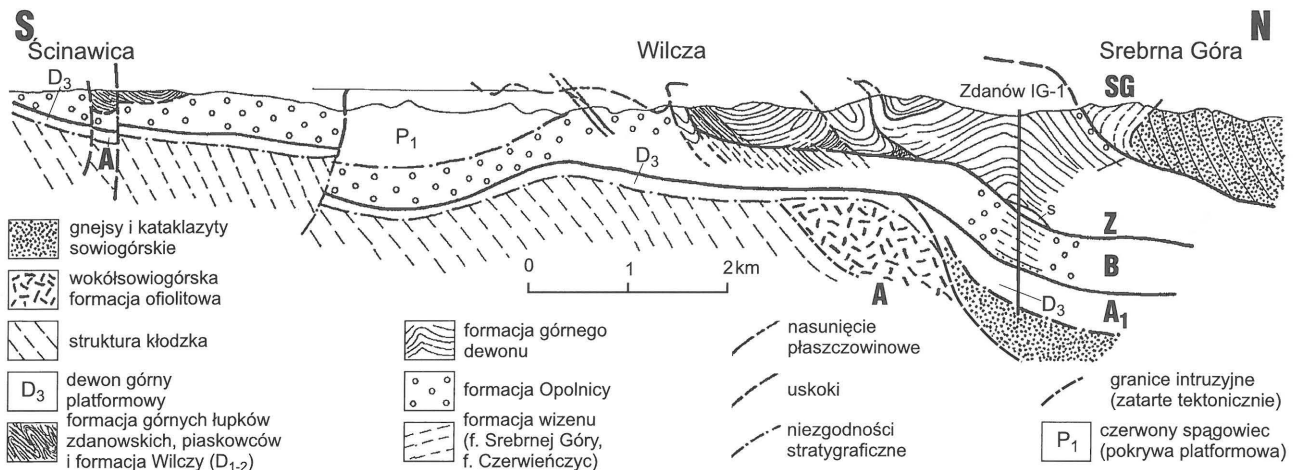
kowe. Towarzyszą im podrzędnie czarne odmiany wymienionych skał i ławice szarowak turbidytowych. Formacja ta ma szerokie rozprzestrzenienie w płaszczwinie bardzkiej i bogatą dokumentację konodontową (Chorowska, 1972, 1984; Skandy, 1972; Haydukiewicz, 1979). Łączy się ona przejściami z wyżejległą (w zasadzie turnejską) formacją Opolnicy (Oberc, 1987) opisaną w Gołogłównach przez Haydukiewicza (1981) jako warstwy (formacja) z Gołogłówn. W dewonie górnym zbiornik bardzki rozszerzył się ku południowi. Formacje tej części zbiornika weszły w skład płaszczwiny bardzkiej;

b) formacja Włóczka-Słupa-Boguszyna: szarowaki, szare, miejscami zielonawe mułowce i iłowce. Wiek górnodewoński tej formacji opiera autor na pozycji między środkowodewońską formacją z Wilczy, udokumentowaną psylofitami przez Kuchcińskiego (1964), a formacją Opolnicy. Sytuacja taka ma miejsce między Wilczą i Nową Wsią Kłodzką i Zdanowem, gdzie wchodzi w skład płaszczwiny Zdanowa. Występuje też we wschodniej części Gór Bardzkich.

Obie formacje dewonu górnego zdają się z sobą zażybiać, np. w Wilczy. Jest prawdopodobne, że formacja Włóczka-Słupa-Boguszyna

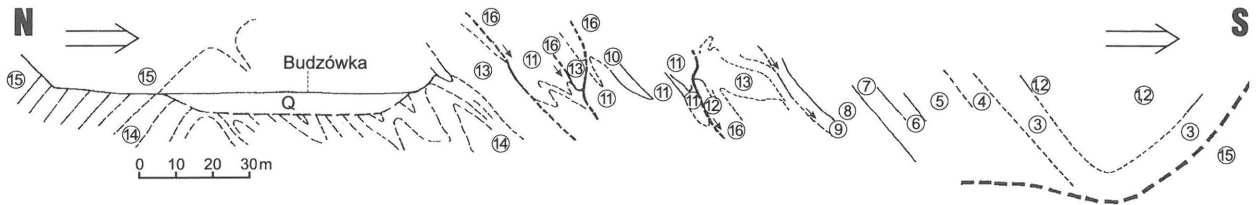


**Ryc. 3.** Jednostki strukturalne zachodniej części struktury bardzkiej i ich inwentarze stratygraficzne. A — autochton: A<sub>1</sub> — struktura kłodzka, A<sub>2</sub> — formacje autochtoniczne w wierceniu Zdanów IG 1 (1544–1908 m), B — płaszczowina bardzka, Z — płaszczowina Zdanowa, SG — płaszczowina sowiogórska, 1 — południowy (względny) blok gnejsów sowiogórskich, 2 — północna strefa gnejsów sowiogórskich (blok sowiogórski), 3 — struktura kłodzka, 4 — mułowce zielone i szare, 5 — piaskowce kremowe i czarne, 6 — formacja litytów bardzkich, 7 — formacja dolnych łupków graptolitowych, 8 — łupki ilaste czarne, szare, zielone, czarne łupki krzemionkowe górnego wenloku i ludlowu, 9 — formacja górnych łupków graptolitowych, 10 — czerwone i zielone łupki i mułowce ilaste, 11 — piaskowce szare, częściowo turbidytowe, 12 — formacja Wilczy: łupki mułowcowe szare, zielonawe, 13 — diabazy wylewne, 14 — formacja łupków mikołajowskich: zielone, szare, czarne iłowce, mułowce i łupki krzemionkowe; wkładki piaskowców, 15 — formacja Włóczka-Słupa-Boguszyna: piaskowce, mułowce szare; wkładki i soczewki łupków mikołajowskich, 16 — zlepienie piaskowcowe i piaskowce D<sub>3</sub> (pokrywa platformy epikaledońskiej), 17 — wapień (jak wyżej), 18 — formacja Opolnicy: czarne mułowce, iłowce (częściowo krzemionkowe), piaskowce, wkładki łupków typu mikołajowskich, karbon Widałka-Chełmika, (18 a — zlepienie kwarcowe z Wilczaka), 19 — brekcje regolitowe, 20 — wapień, 21 — skały ryolitowe, 22 — formacja zlepieńców gnejsowych sowiogórskich, 23 — formacja wapieni detrytycznych bardzkich, 24 — formacja Srebrnej Góry: ciemnoszare mułowce, z wkładkami szarowak i fluksoturbidytów, 25 — zlepienie z Wilczy (polimiktyczne), 26 — formacja Czerwieńczyc: szare mułowce, piaskowce, 27 — wapień ogniwa Paprotni, 28 — mułowce i piaskowce wizenu (wiercenie Zdanów IG 1), 29 — wapień wizenu górnego, 30 — erozja tektoniczna utworów wizenu, 31 — nasunięcia płaszczwiny



**Ryc. 4.** Przekrój przez zachodnią część struktury bardzkiej (uproszczony)

A — autochton (dewon kłodzki); A<sub>1</sub> — autochton w wierceniu Zdanów IG 1 (dewon górnym turnej, wizenu); B — płaszczowina bardzka; Z — płaszczowina Zdanowa, SG — płaszczowina sowiogórska, s — porwak tektoniczny zbudowany ze skał ludlowu



Ryc. 5. Przekrój fałszywej synkliny Zdanowa — podstawowy profil stratygraficzny syluru w strukturze bardzkiej — według Chorowskiej & Oberca (1980), uzupełniony

1,2 — ordowik, piaskowce, mułowce. Sylur: 3 — formacja lidyków bardzkich, 4 — formacja dolnych łupków graptolitowych: czarne łupki, lidyty, zielone łupki krzemionkowe, tufity, 5 — wkładki zielonych łupków krzemionkowych, 6 — zielone łupki krzemionkowe, 7 — tufity. Formacja dolnych łupków zdanowskich: 8 — łupki ilaste, mułowce jasnobrunatne, żółte, czarne. Formacja środkowych łupków graptolitowych: 9 — czarne łupki krzemionkowe. Dewon dolny. Formacja środkowych łupków zdanowskich: 10 — łupki ilaste, mułowce brunatne, żółte, 11 — łupki ilaste szare — brunatne, 12 — diabaz. Formacja górnych łupków graptolitowych: 13 — łupki krzemionkowe, ilaste, szare i czarne, zielone. Formacja górnych łupków zdanowskich: 14 — łupki ilaste i mułowce czerwone. Dewon środkowy: 15 — formacja z Wilczy, zielone i szare mułowce, wkładki piaskowców, 16 — braki ogniwi stratygraficznych wycięniętych tektonicznie, strzałki cienkie — lokalny kierunek transportu tektonicznego, strzałki wielkie — kierunek transportu tektonicznego ku południowi w strukturze bardzkiej

jest produktem prądów zawieszonych, a może i fluksoturbidytów transportujących materiał do zbiornika formacji łupków mikołajowskich. Turnejska (w zasadzie) formacja Opolnicy litologicznie jest podobna do formacji łupków mikołajowskich. Jej czarny kolor jest wynikiem środowiska redukcyjnego w jakim się osadziła. Dokładne sprecyzowanie wieku granic opisanych formacji jest przedmiotem badań.

#### Problem obszaru między turniejem lądowym i głębokomorskim

Zbiornik lądowy nie może graniczyć z głębokomorskim. Brak jednak informacji o utworach płytkomorskich turneju,

między jednostkami bardzką, a śródsudecką. Odległość między wychodniami turneju lądowego i pelagicznego w dzisiejszej pozycji tego ostatniego jest ok. 35 km. Na tym odcinku należy się liczyć z możliwością występowania facji płytkomorskiej. Fację głębokomorską natomiast byłoby rozsądniej ograniczyć do zasięgu struktury bardzkiej. Istnieje możliwość na tym odcinku obszaru turnejskiej denudacji.

#### Wizen w zbiornikach śródsudeckim, bardzkim i sowiogórskim

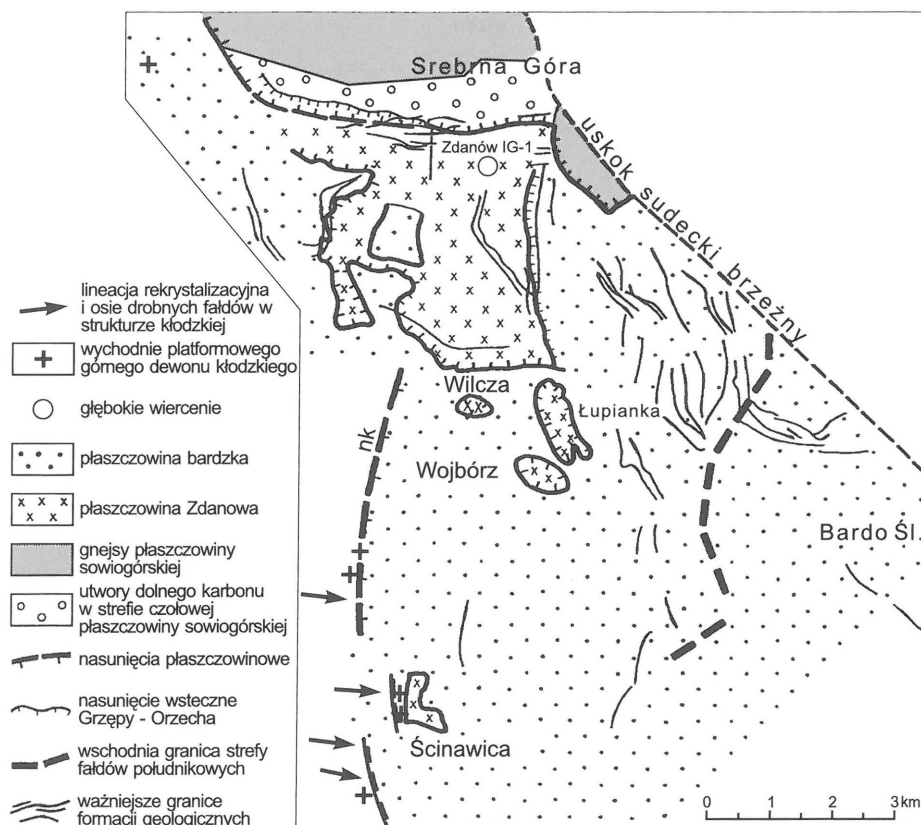
Sytuacja wizen w obrębie omawianych jednostek różni się pod pewnymi względami. We wszystkich tych jednostkach wizen jest morski z tym, że w jednostce bardzkiej

rozwija się z turneju głębokomorskiego. W strukturze bardzkiej ma on charakter fliszu (Oberc, 1957, 1972, 1987; Wajsprych, 1986).

Wajsprych (1978) uważa flisz bardzki za dystalny. Miał on osadzić się w innym zbiorniku, skąd synsedymacyjnie przemieścił się w formie ześlizgu grawitacyjnego wraz ze starszymi ogniwami stratygraficznymi struktury bardzkiej na dzisiejsze miejsce.

Mimo takiego rozwoju wizen z również pelagicznego turneju, zbiornik wizeński zwiększył swój zasięg na teren bloku sowiogórskiego. U jego podstawy rozwinęła się formacja zlepieńców gnejsowych sowiogórskich (Oberc, 1987). Na niej rozwijał się nadal utrzymując charakter fliszu.

Analogiczny, jak na południowych stokach Gór Sowich rozwój miał wizen zachowany w formie izolowanych fragmentów w głębi Sowich Gór. Prawdopodobnie zbiornik wizeński na bloku sowiogórskim miał znaczny zasięg.



Ryc. 6. Jednostki strukturalne wyższego rzędu zachodniej części struktury bardzkiej nk — przypuszczalny przebieg nasunięcia kłodzkiego pod czerwonym spągowcem rowu Czerwień-czyc (zęby podwójne) i na powierzchni (zęby pojedyncze)

Natomiast w zbiorniku śródsudeckim morze wizeńskie transgredowało na teren sedimentacji lądowej. Transgresje wizeny opisał Bederke (1929). Teisseyre (1952) wyróżnił w zbiorniku śródsudeckim następujące ogniwa litostratygraficzne: kulum ze Starych Bogaczowic (wizen dolny), kulum z Lubomina (wizen środkowy), oraz w wizenie górnym kulum ze Szczawna i warstwy przejściowe (do górnego karbonu).

Żakowa (1956, 1958, 1963) udokumentowała wizen Sudetów Środkowych na podstawie makrofauny.

### Style tektoniczne

#### Jednostki tektoniczne platformowe

Najprostszy wśród omówionych jednostek stylem tektonicznym jest monoklina. Kąty upadów warstw są średnie i skierowane — w dewonie pokrywy platformy epikaledońskiej (Kłodzko, Łączna, Dzikowiec) ku E (kierunek upadu warstw dewonu platformowego w wierceniach Zdanów IG 1 nie jest znany, kąt upadu mały); w utworach turneju na stokach Rudaw Janowickich ku SE; wzdłuż brzegu Gór Kaczawskich ku S.

Style tektoniczne obu stref fałdowych — Świebodziec i bardzkiej są różne, różny też jest wiek fałdów.

Jednostkę Świebodziec cechują wergentne fałdy i łuski równoleżnikowe. Powstały one zanim zaczął osadzać się dolny karbon śródsudecki (Teisseyre, 1956, 1968). Styl fałdów zależy od litologii. W gruboławicowych zlepieńcach

karbonu dolnego występują rozległe fałdy, których skrzydła zapadają pod średnimi lub nawet stromymi kątami. Złuski pojawiają się przeważnie w mułowcowych utworach górnego dewonu.

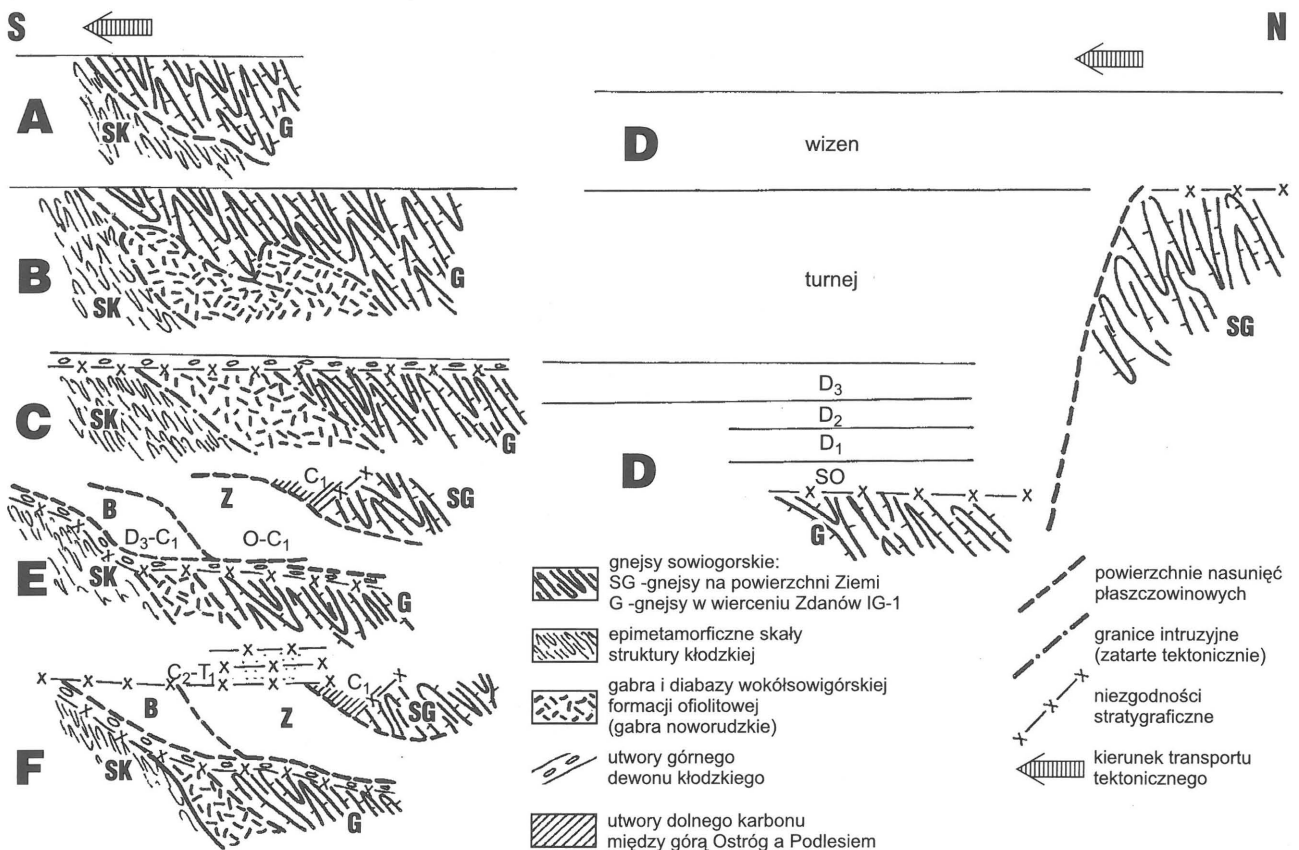
W północnej części struktury Świebodziec zachowały się fragmenty płaskiego nasunięcia jednostki Dobromierza przemieszczonych tu w czasie fazy sudeckiej. Jednostka ta była określana jako jednostka Cieszowa i wiązana przez Teisseyre'a (1956) z ruchami kaledońskimi.

Skośnie do fałdów struktury Świebodziec a równolegle do uskoku Strugi ograniczającego od SW jednostkę Świebodziec, przebiega wysad Strugi (Teisseyre, 1962; Oberc, 1972). Teisseyre (1956) uznawał ją za jednostkę nasuniętą.

#### Struktury epigeosynklinalne

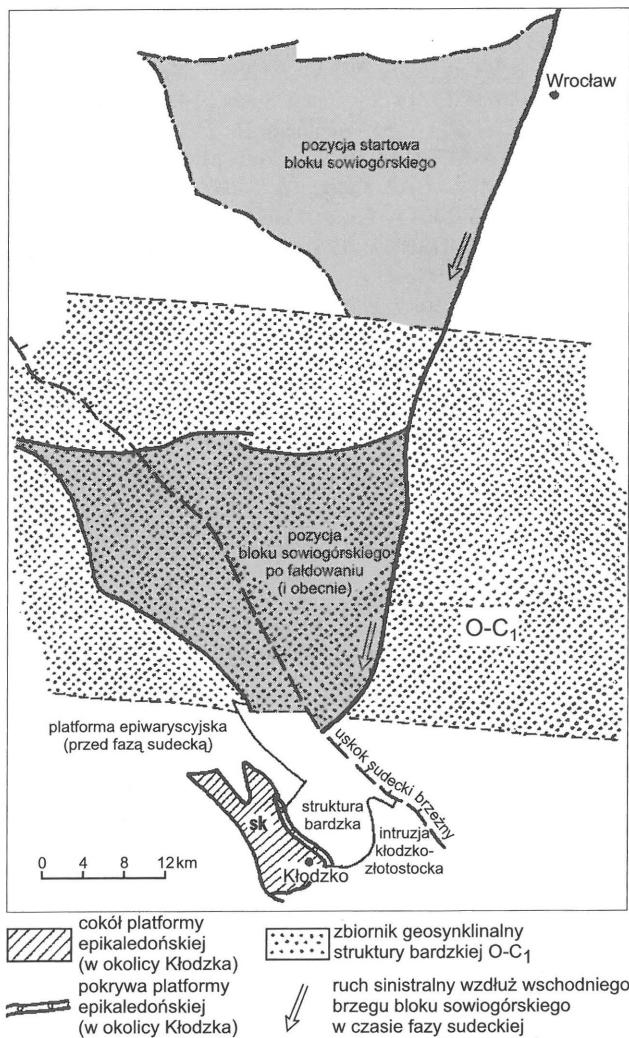
Na terenie Sudetów Środkowych tektoniczne struktury epigeosynklinalne występują tylko w jednostce bardzkiej. Rozpatrywany tu będzie mały fragment tej jednostki między południem Lisiury na wschodzie i doliną Czerwionki na zachodzie. Występują na nim wszystkie ogniwa stratygraficzne i wszystkie jednostki tektoniczne wyższego rzędu.

Na badanym terenie występują trzy płaszczowiny (ryc. 4), których transport był skierowany ku południowi w czasie fazy sudeckiej. Różnią się one inwentarzem stratygraficznym (ryc. 3). Najniższa jest płaszczowina bardzka (Oberc, 1987) — w części południowej zbudowana z formacji Opolnicy z różnej wielkości strzępami formacji łupków mikołaj-



Ryc. 7. Rozwój strukturalny zachodniej części struktury bardzkiej

A — uformowanie się struktury kłodzkiej (ruchy kaledońskie); nasunięcie wglębnego bloku gnejsów z wierceni Zdanów IG 1, B — intruzja gabry noworudzkiej, C — powstanie pokrywy platformy epikaledońskiej ( $D_3$ ), D — rozwój zbiornika bardzkiego ( $O-C_1$ ) na wglębnym bloku gnejsów. Rozszerzenie zbiornika ku południowi ( $D_3$ ) i północy (wizen na bloku siewigórskim), E — uformowanie się struktury bardzkiej; nasunięcie płaszczowin na platformę epikaledońską, F — erozja płaszczowin bardzkiej i osadzenie pokrywy platformy epivariscyjkiej; SG — gnejsy siewigórskie na powierzchni Ziemi, G — gnejsy w wierceniach Zdanów IG 1, sk — struktura kłodzka



Ryc. 8. Palinspastyčno-paleogeograficzna sytuacja struktury bardzkiej i bloku sowiogórskiego w czasie fałdowania po dolnym karbonie (faza sudecka)

intersekcji powierzchni nasunięcia przez wiercenie Zdanów IG 1 na głębokości 940 m skłoniło autora do zaniechania nazwy nasunięcie Wilczy i zastąpienia jej terminem płaszczowina Zdanowa. Najwyżej elewowanym fragmentem płaszczowiny jest wysad Zdanowa (Oberc, 1953).

Poza brzegiem nasunięcia płaszczowiny Zdanowa leżą izolowane jej fragmenty: płat Łupianki (506 m n.p.m.) o skomplikowanej budowie z udziałem utworów ordowiku, syluru i dolnego i środkowego dewonu, płat Wojborza i ograniczony uskoki fragment w okolicy Ścinawicy (ryc. 6). Opierając się na nich autor szacuje amplitudę nasunięcia płaszczowiny Zdanowa na 11,5 km (podobnie jak w przypadku płaszczowiny bardzkiej). Na wschód od przedstawionego w pracy terenu badań do płaszczowiny Zdanowa należą wystąpienia syluru w Podtyniu i Wojciechowicach. Płaszczowina Zdanowa sięgała znacznie dalej ku wschodowi. Na wschód od linii: wschodnia część Zdanowa–Wilczak (633 m n.p.m.) — Łupianka (506,6 m n.p.m.) znalazła się ona w strefie przebudowy asturyjskiej struktury bardzkiej, opisaną przez autora (Oberc, 1994). Pod wpływem nacisku od wschodu powstały w czworoboku Zdanów–Lisiura (460,1 m n.p.m.) Kłodzko–Gołogłowy. Fałdy nałożone o przebiegu południkowym. Najwyższym ich elementem była płaszczowina Zdanowa. Wskutek wypiętrzenia tych fałdów płaszczowina Zdanowa uległa tu erozji. W obrazie intersekcyjnym pojawiła się również przebudowana płaszczowina bardzka.

Płaszczowina sowiogórska (Oberc, 1991) jest najwyższą jednostką omawianego terenu. Składa się ona z dwóch pięter strukturalnych: niższe z nich to gnejsy sowiogórskie (główna masa gnejsów i pływające na formacjach osadowych gnejsy między Zdanowem a Mikołajowem), wyższe piętro zaś to formacje dolnego karbonu niezgodnie na nich spoczywające na terenach między górą Ostróg (613 m n.p.m.) a Podlesiem. Płaszczowina sowiogórska jest więc płaszczowiną ze ścinania.

Płaszczowiny bardzka i Zdanowa leżą powyżej gnejsów nawierconych w Zdanowie na głębokościach 1908 nieprzebitych do 2000 m, a poniżej głównej masy gnejsów sowiogórskich (płaszczowiny sowiogórskiej). Są więc pod nią zakorzenione.

#### Pozycja zbiornika bardzkiego i postsedymentacyjny allochtonizm struktury bardzkiej

Geosynklinalny zbiornik bardzki był położony na północ od platformy epikaledońskiej. Wiercenie Zdanów IG 1 i inne dane geologii terenu dowiodły, że południowa jego granica przebiegała w przybliżeniu równoleżnikowo w północnej okolicy Srebrnej Góry. Wzdłuż tej linii osadzały się już od dewonu górnego formacje płaszczowiny bardzkiej, a dalej ku północy od ordowiku głębokomorskie formacje płaszczowiny Zdanowa ograniczone (chyba nie bezpośrednio) główną masą bloku sowiogórskiego.

Minimalna szerokość zbiornika wynika z amplitudy przemieszczeń poziomych płaszczowin, tj. 25 km, do której należy dodać skrócenie przestrzeni spowodowane obecnością fałdów w ramach płaszczowin. Z powodu słabego odsłonięcia terenu w Kotlinie Kłodzkiej brak dostatecznych danych. Autor szacuje skrócenie fałdowe przestrzeni na

jowskich na górach Zagajnik (405 m n.p.m.), Borek (588 m n.p.m.), w dolinie Nysy Kłodzkiej k. Morzyszowa i w Gołogłowych nad wapieniami górnego dewonu. Zaleganie skał facji pelagicznych na równowiekowych utworach szelfowych zgodnie z kryteriami stosowanymi w geologii alpejskiej jest dowodem na nasunięcie płaszczowinowe formacji głębokomorskich.

Powierzchnia nasunięcia płaszczowinowego została po raz drugi uruchomiona w czasie ruchów asturyjskich. Transport tektoniczny był w tym czasie skierowany ku zachodowi. Powstała też wtedy strefa fałdów południkowych i nasunięcie kłodzkie. Dyslokację tę opisał pierwszy Bederke (1929).

Północna część płaszczowiny bardzkiej jest zbudowana z wizeńskiej formacji Czerwieńcyc przełałdowanej z formacją łupków mikołajowskich.

Wiercenie Zdanów IG 1 przebiło płaszczowinę bardzką na głębokościach 940–1595 m. Spoczywa tu ona na pokrywie platformy epikaledońskiej. Płaszczowina bardzka sięga na pewno jeszcze na północ od wiercenia. Autor przyjmuje symboliczną raczej odległość 2 km. W tym ujęciu amplituda płaszczowiny jest ok. 11,5 km.

Kolejna płaszczowina Zdanowa jest zbudowana z licznych formacji ciągłej sekwencji ordowik–wizen (ryc. 3). Urozmaicona w górskim terenie intersekcja powierzchni nasunięcia była opisywana dawniej (Oberc, 1957) jako nasunięcie Wilczy. Wzdłuż powierzchni nasunięcia graniczą najczęściej utwory dolnego lub środkowego dewonu z utworami wizenu płaszczowiny bardzkiej (ryc. 5). Niespodziewane przebicie tej powierzchni w znacznej odległości od

50% amplitudy płaszczowin, czyli 12,5 km. Szerokość zbiornika wynosiłaby więc ok. 37 km. Północna granica zbiornika przebiegałaby z grubsza przez równoleżnik miasta Sobótka.

Z rozważań opartych na przedstawionych danych wynika, że produkt sfałdowania zawartości zbiornika — struktura bardzka znalazła się poza obszarem sedimentacji serii salnych, czyli na platformie epikaledońskiej. Wraz z nią przemieszczony był blok sowiogórski. Zmniejszyła się więc jego odległość od gnejsów stwierdzonych przez wiercenie Zdanów IG 1, będących fragmentem cokołu platformy epikaledońskiej. Dowodzi to też, że blok sowiogórski jest w ramach Sudetów Środkowych fragmentem znacznie większej jednostki gnejsowej. Allochtonizm struktury bardzkiej nie ma charakteru sedimentacyjnego jak przypuszczał Wajsprych (1978). Płaszczowiny bardzka i Zdanowa zakorzenione są między dwiema płytami gnejsowymi, z których górna wykonała ruch subhoryzontalny ku południowi.

Przy omawianiu minimalnych amplitud płaszczowin struktury bardzkiej z braku danych przyjęto ich zakorzenienie w odległości ok. 2 km na północ od wiercenia Zdanów IG 1. Najwyższa z płaszczowin — sowiogórska jest zbudowana głównie z gnejsów, a mała tylko jej część z formacji bardzkich. Jest ona nasunięta na płaszczowinę Zdanowa składającą się wyłącznie z formacji struktury bardzkiej i to w najpełniejszym wykształceniu.

Rozległa część gnejsowa płaszczowiny sowiogórskiej w małym tylko stopniu bierze udział w budowie struktury bardzkiej. Nie wiemy jak daleko ku północy w jej podłożu sięga płaszczowina Zdanowa. W budowie północnej części zdają się dominować bazyty wokólsowiogórskie.

## L i t e r a t u r a

- BEDERKE E. 1929 — Fortschr. Geol. Paläont., 23: 429–524.  
BEDERKE E. 1934 — Veröff. Schles. ges. Erd., 21: 351–366.  
BORKOWSKA M. 1985 — Geol. Sudet., 20: 7–32.  
CHOROWSKA M. 1972 — Stratygrafia wapienia węglowego Gór Bardzkich na podstawie konodontów. Arch. PIG. Wrocław.  
CHOROWSKA M. 1974 — Kwart. Geol., 18: 900–901.  
CHOROWSKA M. 1978 A. — Roczn. Pol. Tow. Geol. 46: 245–261.  
CHOROWSKA M., FEDOROWSKI J. & RADLICZ K. 1992 — Kwart. Geol., 36: 1–32.  
CHOROWSKA M., MILEWICZ J. & RADLICZ K. 1987 — Przew. 58 Zjazdu Pol. Tow. Geol. Wałbrzych–Kraków.  
CHOROWSKA M. & OBERC J. 1980 — Kwart. Geol., 24: 193–215.  
CHOROWSKA M. & RADLICZ K. 1994 — Ibidem, 38: 249–288.  
DAHLGRÜN F. & FINCKH L. 1924 — Jb. Preuss. Geol. Landesanst., 44: 281–289.  
DATHE E. 1904 — Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. 1 : 25 000. Blatt Neurode. — Preuss. Geol. Landesanst. Berlin.  
FINCKH L. 1924 — Jb. Preuss. Geol. Landesanst., 42: 825–833.  
FINCKH L., MEISTER E., FISCHER E. & BEDERKE E. 1942 — Erl. zu Geol. Karte des Deutsch. Reiches Blätter glatz, Königshain, Reichenstein, Landeck. Preuss. Geol. — Landesanst. Berlin.  
GUNIA T. 1968 — Geol. Sudet., 4: 115–120.  
GUNIA T. 1977 — Acta Univ. Wratisl. Pr. Geol.-Miner., 6: 15–39.  
GUNIA T. 1981 — Geol. Sudet., 16: 7–24.  
GUNIA T. & WOJCIECHOWSKA I. 1964 — Bull. Acad. Pol. Sc. HAYDUKIEWICZ J. 1979 — Geol. Sudet., 14: 77–101.  
HAYDUKIEWICZ J. 1981 — Ibidem, 16: 219–226.  
KOZŁOWSKA-KOCH M. 1960 — Arch. Miner., 22: 392–397.  
KRYZA R. 1981 — Geol. Sudet., 16: 7–100.  
KUCHCIŃSKI J. 1964 — Kwart. Geol., 8: 232–238.  
MAŚKA M. & ZOUBEK V. 1961 — Tektonický vyvoj Československa. Ustn. Ust. Geol.  
OBERC J. 1953 — Roczn. Pol. Tow. Geol., 21: 415–432.  
OBERC J. 1957 — Przewodniki dla geologów. Wyd. Geol.  
OBERC J. 1972 — Budowa geologiczna Polski. T. IV. Tektonika cz. II. Sudety i obszary przyległe. Wyd. Geol.  
OBERC J. 1982 — Z badań geologicznych regionu dolnośląskiego, 35, 341: 37–59.  
OBERC J. 1987 — Przew. 58 Zjazdu Pol. Tow. Geol. Wałbrzych: 165–180.  
OBERC J. 1991 a — Acta Univ. Wratisl., 1375. Pr. Geol. Miner., 29: 165–207.  
OBERC J. 1991 b — Prz. Geol., 39: 437–446.  
PAWLIK D. 1939 — Neues Jb. Miner. Beil., 81: 23–60.  
PIN C., MAJEROWICZ A. & WOJCIECHOWSKA I. 1988 — Lithos, 24: 195–209.  
PORĘBSKI S.J. 1981 — Geol. Sudet., 16: 101–194.  
RADWAŃSKI S. 1954 — Biul. Inst. Geol., 90: 1–47.  
SCHWARZBACH M. 1939 — Naturwissenschaften, 8: 1–52.  
SKANDY J. 1972 — Bull. Acad. Pol. Sc. de la Terre., 20: 221–225.  
TANNHAUSER F. 1908 — Neues Jb. Miner. Beil., 26: 438–487.  
TEISSEYRE A.K. 1975 — Geol. Sudet., 9: 6–125.  
TEISSEYRE H. 1952 — Biul. PIG, 62: 3–58.  
TEISSEYRE H. 1956 — Ibidem, 106: 5–60.  
TEISSEYRE H. 1968 — Biul. Inst. Geol., 222: 77–106.  
TEISSEYRE H. & SMULIKOWSKI K. 1953 — Roczn. Pol. Tow. Geol., 21: 387–399.  
TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K. & OBERC J. 1957 — Utwory przedtrzciorzędowe. Sudety. Pol. Tow. Geol. Reg. Geol. Pol., 3/2: 1–300.  
TEISSEYRE J. 1962 — Acta Geol. Pol., 12: 393–420.  
TELLER L. 1962 — [W:] Księga Pamiątkowa ku czci Jana Samsonowicza: 171–186.  
URBANEK Z. 1978 — Geol. Sudet., 13: 7–24.  
VAN BREMEN O., BOWES D.S., AFTALION M. & ŻELAŻNIEWICZ A. 1988 — Ann. Soc. Geol. Pol., 58: 3–19.  
WAJSPRYCH B. 1978 — Roczn. Pol. Tow. Geol., 48: 99–119.  
WAJSPRYCH B. 1986 — IAS, 7-th European Meeting. Kraków. Poland. Excursion Guide Book. Ossolineum. Wrocław. s. 141–164.  
WAJSPRYCH B. 1992 — Struktura, litologia i sedimentacja sekwencji Wojborza (NW część Gór Bardzkich) i jej tektonostratygraficzne relacje do kompleksu skalnego Gór Bardzkich. (Maszyn. PIG Oddział Dolnośląski).  
WOJCIECHOWSKA I. 1966 — Geol. Sudet., 2: 261–296.  
ŻAK C. 1958 — Biul. Inst. Geol., 129: 5–109.  
ŻAKOWA H. 1957a — Ibidem, 2: 5–63.  
ŻAKOWA H. 1957b — Ibidem, 2: 77–112.  
ŻAKOWA H. 1963 — Kwart. Geol., 7: 73–94.  
ŻELAŻNIEWICZ A. 1987 — Roczn. Pol. Tow. Geol., 57: 203–348.