

# SYLUR

WIESŁAW TRELA, TERESA PODHALAŃSKA

SYSTEM	ODDZIAŁ	PIĘTRO	wiek w mln lat
SYLUR	przydol		419,62 ±1,36
	ludlow	ludford	422,7 ±1,6
		gorst	425,0 ±1,5
	wenlok	homer	426,7 ±1,5
		szejnwud	430,6 ±1,5
	landower	telich	432,9 ±1,2
		aeron	438,6 ±1,0
		rudan	440,5 ±1,0
			443,1 ±0,9

## Wstęp

Ostatnie trzy dekady wielodyscyplinarnych badań geologicznych systemu sylurskiego znacząco przyczyniły się do lepszego poznania zmian klimatyczno-oceanograficznych i biotycznych w tym okresie (Loydell, 1998; Calner, 2008; Munnecke i in., 2010; Melchin i in., 2012, 2013; Trotter i in., 2016, literatura tam cytowana). Szczególnie istotne znaczenie w poznaniu klimatu sylurskiego mają badania geochemiczne, a zwłaszcza izotopy stabilne węgla i tlenu. W landowerze warunki klimatyczne i biotyczne były warunkowane aktywnością lądolodu na Gondwanie (Diaz-Marinez, Grahn, 2007) i miały związek z wczesnopaleozoiczną epoką glacialną (*Early Palaeozoic Icehouse*), zainicjowaną w późnym ordowiku a zakończoną na początku wenloku (Page i in., 2007). Wczesny – rudański – etap sylurskiego systemu klimatycznego został ukształtowany przez późnohirsancką deglacjację lądolodu gondwańskiego i charakteryzował się przejściem do stanu cieplarnianego, czemu towarzyszył eustatyczny wzrost poziomu morza (Nielsen, 2004; Melchin i in., 2013). Badania stabilnych izotopów węgla osadów syluru ujawniły okresowe perturbacje cyklu węglowego odnotowane jako zdarzenia z Ireviken, Mulde i Lau, z którymi są utożsamiane kryzysy biotyczne i eustatyczne zmiany poziomu morza (Cramer i in., 2011; Melchin i in., 2012).

W sylurze miało miejsce jedno z najważniejszych wydarzeń geotektonicznych w dziejach Ziemi związane z finalnym etapem orogenezy kaledońskiej, będącej rezultatem kolizji Laurenty z Bałtyką-Awalonią, w wyniku której nastąpiło zamknięcie oceanu Japetus i powstanie w strefie międzyzwołnowej lądu Laurosji z bałtycką krawędzią skierowaną w stronę oceanu Reik (Cocks, Torsvik, 2005). W skandynawsko-polskim segmencie Bałtyki oddziaływanie orogenu kaledońskiego było związane ze skośną kolizją ze wschodnią Awalonią (Lazauskienė i in., 2003; Poprawa, 2006) i zaznaczyło się zwiększoną subsydencją zachodniej i SW skorupy paleokontynentu bałtyckiego oraz diachronicznym rozwojem powstałego wówczas basenu przedgórskiego (Mazur i in., 2018).

Osady syluru na terenie Polski są szeroko rozpowszechnione, gdyż ich obecność udokumentowano w licznych otworach wiertniczych na platformie wschodnioeuropejskiej (fig. 1), w podłożu niecki

płocko-warszawskiej oraz w odsłonięciach naturalnych w Górach Świętokrzyskich, a także pod pokrywą utworów kenozoiku, mezozoiku i górnego paleozoiku na obszarze Podkarpacia. Sylur świętokrzyski i SE Polski stanowi część sukcesji osadowej dolnego paleozoiku bloków: małopolskiego i łysogórskiego (fig. 1). Skąły tego systemu są znane również z Sudetów, gdzie są częścią sekwencji wulkaniczno-osadowej dolnego/środkowego paleozoiku z elementami kompleksu ofiolitowego w obrębie orogenu waryscyjskiego (Mazur i in., 2006, 2010, literatura tam cytowana).

Historia i stan badań syluru w Polsce do 1968 r. zostały scharakteryzowane w rozdziale dotyczącym tego systemu w „Budowie geologicznej Polski” (Tomczyk, 1968). W późniejszych latach badania obejmowały zagadnienia dotyczące lito- i biostratygrafii oraz aspekty litofacjalne, sedimentologiczne i paleośrodowiskowe, a ich przegląd jest zawarty w podrozdziałach: „Litostratygrafia” i „Biostratygrafia” oraz tabelach 1–3. Do najważniejszych osiągnięć w badaniach syluru po 1968 r. należą prace dotyczące lito- i biostratygrafii (Tomczykowa, Tomczyk, 1979; Porębska, 1982; Nehring-Lefeld i in., 1992; Malec, 1993, 2001; Teller, 1997a, b; Urbanek, Teller, 1997; Nehring-Lefeld, Szymański, 1998; Masiak i in., 2003, 2020; Szymański, Modliński, 2003; Modliński i in., 2006; Kozłowski, 2008; Wagner, 2008; Porębski, Podhalańska, 2019), a także syntetyczne opracowania syluru w Polsce, w wydawnictwach monograficznych poświęconych geologii środkowej Europy (Verniers i in., 2008; de Vos i in., 2010). Ważnym osiągnięciem są także prace dotyczące ewolucji geotektonicznej basenu sedimentacyjnego i obszarów alimentacyjnych materiału osadowego (Nawrocki, 2000; Kozłowski i in., 2004, 2014; Krzemiński, Poprawa, 2006; Nawrocki, Poprawa, 2006; Poprawa i in., 2006; Mazur i in., 2018). Istotny wkład w rozpoznanie systemu sylurskiego w Polsce wniosły badania związane z poszukiwaniem i rozpoznaniem niekonwencjonalnych nagromadzeń węglowodorów (Kotarba, 2010; Więclaw i in., 2010; Feldman-Olszewska, Roszkowska-Remin, 2016; Grotek, 2016; Karcz, Janas, 2016; Sikorska i in., 2016; Botor i in., 2017; Golonka, Bębenek, 2017; Papiernik i in., 2019; Podhalańska i in., 2020; Poprawa, 2020 oraz prace tam cytowane).

## Ramy paleogeografii i historii tektonodepozycyjnej

Na przeważającej części Polski (platforma wschodnioeuropejska i blok małopolski, w tym Góry Świętokrzyskie) sylurska sukcesja osadowa jest zapisem ewolucji SW krawędzi paleokontynentu Bałtyka od stadium pasywnego w ordowiku (i prawdopodobnie landowerze) w basen przedgórski w wenloku (być może już pod koniec landoweru) i przydolu, czemu towarzyszyła stopniowa likwidacja Oceanu Tornquista (Mazur i in., 2018). Basen przedgórski –

o rozciągłości NW–SE – powstał w następstwie fleksuralnego ugięcia SW krawędzi Bałtyki (fig. 1; Poprawa, 2006). Od strony lądowej basen ten był obrzeżony platformą węglanową z budowlami rafowymi w rejonie Gotlandii, Estonii, Białorusi, Ukrainy, a na przeciwnym jego krańcu znajdował się orogen łuk-kontynent strefy kolizyjnej płyty bałtyckiej i awalońskiej (Kozłowski, 2003; Kozłowski i in., 2004, 2014). Przy NW granicy basenu zachował się kaledoński

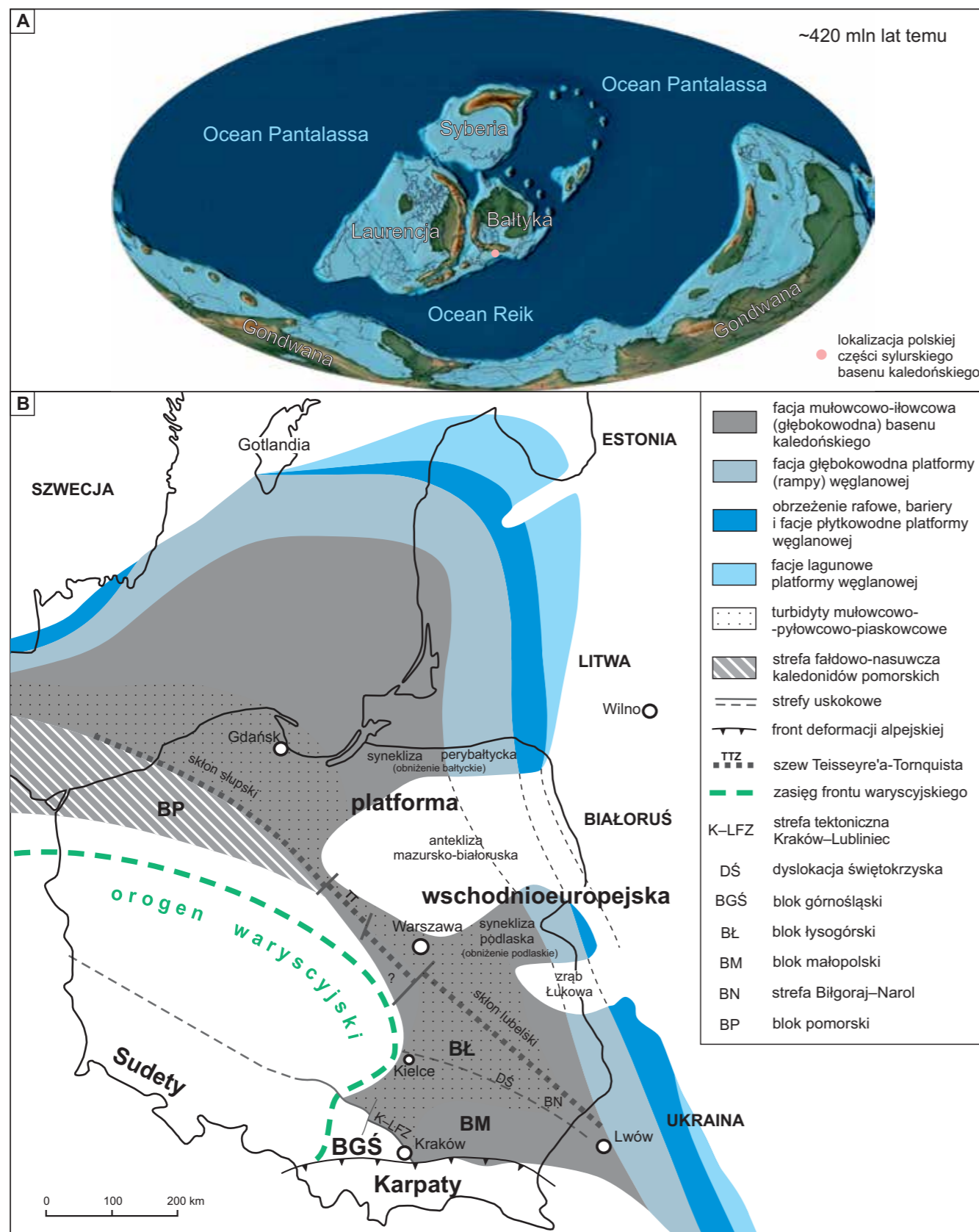


FIG. 1. A – lokalizacja paleogeograficzna sylurskiego basenu przedgórskiego w Polsce (mapa paleogeograficzna wg Scotese'a, 2014); B – zgeneralizowana mapa facjalna syluru kaledońskiego basenu przedpola krawędzi Bałtyki (wg Kozłowski, Munnecke, 2010; Mazur i in., 2018) na tle głównych jednostek tektonicznych Polski (wg Pożaryskiego i in., 1992; Dadleza i in., 1994; Żelaźniewicz i in., 2011)

pas fałdowo-nasuwczy strefy Koszalin–Chojnice (fig. 1), który powstał na ścienionej skorupie zachodniego skłonu Bałtyki (Poprawa i in., 1999; Nawrocki, Poprawa, 2006; Poprawa, 2006, 2020; Mazur i in., 2016, 2018). Charakterystyczną cechą sylurskiego wypełnienia osadowego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej jest diachronizm litosomów turbidytowych, których spąg jest coraz młodszy w kierunku wschodnim i SE (Jaworowski, 2000; Modliński i in., 2006; Mazur i in., 2018).

Przedłużenie sylurskiego basenu przedgórskiego w kierunku SW znajduje się na obszarze bloków: lysogórskiego (wraz ze strefą Biłgoraj–Narol) i małopolskiego (fig. 1; Narkiewicz, 2002; Kozłowski i in., 2004, 2008, 2014; Buła, Habryn, 2011, literatura tam cytowana). Do środkowego ludłowu sukcesja osadowa syluru bloków małopolskiego i lysogórskiego rozwijała się w dystalnej – osiowej – części zapadliska przedgórskiego, po czym we wczesnym ludłowie ta część basenu znalazła się w zasięgu źródła orogenicznego,

z tym, że obszar małopolski był położony bliżej kaledońskiej strefy kolizyjnej (Kozłowski in., 2004, 2014). Miało to związek z diachronizmem obciążenia orogenicznego generowanym przez przesuwającą się w kierunku SE strefą kolizyjną Awalonii z Bałtyką (Jaworowski, 2000; Kozłowski i in., 2014; Mazur i in., 2018). Pełny zapis sedimentacyjny osiowej części sylurskiego basenu przedgórskiego, aż po stadium całkowitego zapełnienia, zachował się tylko w strefie lysogórskiej Gór Świętokrzyskich, w przeciwieństwie do bloku małopolskiego, gdzie ludłowo-przydolska część sukcesji osadowej została częściowo zerodowana przed dewonem (Tomczykowa, Tomczyk, 1981; Kozłowski, 2008).

Pod względem paleogeograficznym osady sylurskie Sudetów są związane z basenami depozycyjnymi zespołu terranów armorykańskich, rozwiniętych przy południowym brzegu oceanu Reik (Aleksandrowski i in., 2000; Mazur i in., 2010).

# Podstawy stratygrafii syluru

W standardowym podziale chronostratygraficznym system sylurski jest podzielony na następujące oddziały: landower (piętra: rudan, aeron, telich), wenlok (piętra: szejnwud, homer), ludłow (piętra: gorst, ludford) i przydol (Melchin i in., 2012). Statotyp granicy ordowiku z sylurem został ustanowiony w szkockim profilu Dob's Linn, w spągu poziomu graptolitowego *Akidograptus ascensus*, a statotyp granicy z dewonem znajduje się w czeskim profilu Klonek, standardowo w spągu poziomu graptolitowego *Monograptus uniformis* (Melchin i in., 2012).

Podstawowym narzędziem klasyfikacji stratygraficznej (bio- i chronostratygrafii) sukcesji osadowej syluru w Polsce są skamieniałości graptolitów, co jest związane z dominacją facji mułowcowej z bogatą fauną tej właśnie grupy organizmów. Towarzyszą im ramienionogi, trylobity, łodziki, tentakulity i małże, jednak ich znaczenie stratygraficzne jest ograniczone (parastratygraficzne) i na ogół znajdują zastosowanie w sukcesjach marglisto-węglanowych. Istotne znaczenie w identyfikacji stratygraficznej utworów klastycznych syluru odgrywa także mikroskamieniałości Chitinozoa, a w osadach marglisto-węglanowych – konodonty i małżoraczki.

Zasadnicze ramy podziału stratygraficznego syluru w Polsce – na podstawie fauny graptolitowej – zostały opracowane przez Tomczyka (1962, 1968, 1990), Tellera (1969, 1997a, b), Urbanka i Tellera (1997) i uzupełnione przez Kozłowską-Dawidziuk (1999) o dwa poziomy graptolitowe w homerze, pozwalające na korelację syluru platformy wschodnioeuropejskiej z Turynią. Od początku lat 60. XX w., na obszarze polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej był stosowany schemat podziału syluru na piętra regionalne (wcześniej warstwy) autorstwa Tomczyka (1962, 1990 i lite-

ratura tam cytowana; także Tomczykowa, 1988). W kolejności stratygraficznej są to piętra: pasłek, bielsk, mielniek, siedłce i podlasie, zdefiniowane głównie na podstawie obecności fauny graptolitowej oraz anomalii geofizycznych. Pasłek odpowiada landowerowi (obejmującemu w schemacie Tomczyka także hirnancki poziom graptolitowy *Metabolograptus persculptus*). Bielsk obejmuje część wenloku – od poziomu *Cyrtograptus insectus*, który w standardowej zonacji graptolitowej znajduje się jeszcze w najwyższym landowerze, po poziom *Testograptus testis* wcześniej wydzielany między poziomami *Cyrtograptus lundgreni* a *Gothograptus nassa* (m.in. Tomczyk, 1968). Mielniek odpowiada górnemu wenlokwowi i dolnemu ludłowowi, piętro siedłce mieści się w górnym ludłowie do poziomu graptolitowego *Formosograptus formosus*, a podlasie w przydolu, włączając dewoński poziom *Monograptus angustidens*. Krytyczną recenzję takiego podziału i jego rozbieżności ze standardem chronostratygraficznym syluru przedstawił Szymański i Modliński (2003).

Jako narzędzie korelacji stratygraficznej są wykorzystywane także izotopy stabilne węgla, zwłaszcza w sukcesjach pozbawionych skamieniałości przewodnich. Na ich podstawie zidentyfikowano kilka izotopowych zdarzeń węglowych o zasięgu globalnym, mających związek ze zmianami klimatyczno-eustatycznymi (Cramer i in., 2011; Melchin i in., 2012; zob. podrozdz. 5).

Wśród metod wspomagających rozpoznanie stratygraficzne systemu sylurskiego należy wymienić magnetostratygrafię, która jednak jest wciąż w fazie opracowywania (Melchin i in., 2012; zob. podrozdz. 6). W ostatnim czasie Hounslow i in. (2021a) dokonali szczegółowego podziału landoweru na magnetozone, które spełniają kryteria ponadregionalnych interwałów i horyzontów korelacyjnych.

# Litostratygrafia

## 3.1. PLATFORMA WSCHODNIOEUROPEJSKA

Sylur na obszarze polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej jest reprezentowany przez sukcesję osadów silikoklastycznych o znacznej miąższości (fig. 2) charakteryzującą się mniejszym udziałem węglanów i sporadycznie występującymi cienkimi przewarstwieniami skał piroklastycznych. Skały tego systemu zachowały się tu w dwóch obniżeniach strukturalnych: bałtyckim i podlaskim (syneklizy: perybałtycka i podlaska) oraz na lubelskim skłonie platformy wschodnioeuropejskiej (*sensu* Żelaźniewicz i in., 2011; fig. 1). Schemat litostratygraficzny syluru opracowany przez Modlińskiego i in. (2006) dla obniżenia bałtyckiego został zaadaptowany do pozostałych obszarów platformy wschodnioeuropejskiej z uwzględnieniem odmiennego wykształcenia litologicznego wschodniej części Podlasia i Lubelszczyzny (Podhalańska i in., 2010; Porębski, Podhalańska, 2019; Podhalańska, 2025). Szczegółowa analiza architektury facjalnej mułowców i ilowców syluru platformy wschodnioeuropejskiej z charakterystyką ich cech sedimentologicznych została przedstawiona w obszernym opracowaniu przez Działdziej i in. (2017), zob. też Lis (2010); Lis, Bohacs (2012); Feldman-Olszewska, Roszkowska-Remin (2016). Opis sedimentologiczny i środowisko depozycji sukcesji turbidytów mułowcowo-pyłowcowych przedstawił Jaworowski (1971, 2000).

W większości profili bałtyckiej części platformy wschodnioeuropejskiej występuje ciągle profil syluru dokumentowany poziomami graptolitowymi (fig. 2). Najczęściej leży niezgodnie sedimentacyjnie na osadach ordowiku górnego – hirnantu (fig. 2), a jego strop w centralnej części obniżenia perybałtyckiego (rejon Bałtyku) jest przykryty penakordantnie utworami kontynentalnymi dewonu, w przeciwieństwie do zewnętrznej strefy obniżenia, gdzie występuje luka stratygraficzna między sylurem (częściowo bez przydolu) a penakordantnie spoczywającym permem (czerwonym spągowcem lub cechystymem). Tylko sporadycznie na obszarze Bałtyku sylur kontaktuje z dolnym dewonem lub karbonem. Miąższość syluru na obszarze obniżenia bałtyckiego jest zróżnicowana – od ok. 200 m na wschodzie, 860,0 m w profilu otworu wiertniczego Prabuty IG 1, do 2245,4 m – otwór Łębork IG 1 i 3340,0 m – otwór Słupsk IG 1.

Na obszarze podlasko-lubelskim udokumentowano wszystkie oddziały i piętra syluru, przy czym – podobnie jak w części bałtyckiej – profile o największej miąższości (jednak niekompletne stratygraficznie) występują w najdalej na zachód położonych otworach wiertniczych. Erozja stropowych części syluru miała miejsce przede

wszystkim w obszarze podlaskim. W wielu otworach, jak Okuniew IG 1, Tłuszcz IG 1, Wrotnów IG 1 oraz Stądki IG 1 (np. Podhalańska, 2011), Kaplonosy IG 1 (Tomczyk, 1989) brak jest przydolu i części ludfordu. Najpełniejszy profil syluru występuje w otworze wiertniczym Żebrak IG 1 (Tomczyk, 1975a; Centralna Baza Danych Geologicznych [CBDG] – Otwory wiertnicze), w którym dzięki biostratygrafii graptolitowej udokumentowano niemal 400 m utworów przydolu oraz pakiet ludfordu o znacznej miąższości (ponad 1000 m w otworze Okuniew IG 1, zob. Tomczyk, 1975a). Na wschodzie i SE Lubelszczyzny i Podlasia brak jest znacznej części landoweru, do – miejscami – całkowitego zaniku (fig. 3). W najbardziej NW części tego obszaru (profile: Okuniew IG 1 i Pęclicin OU-1) luka stratygraficzna w spągu landoweru obejmuje co najwyżej najniższy poziom biostratygraficzny lub nie ma jej wcale, a w kierunku SE (otwory: Goździk OU-1, Siedliska IG 1, Stręczyń OU-1, Berejów OU-1, Busówno IG 1, Syczyn OU-1) stopniowo się zwiększa i w otworze Terebin IG 5 obejmuje już cały landower (Podhalańska, 2019; fig. 3).

Najstarsze osady syluru platformy wschodnioeuropejskiej są wykształcone jako formacja mułowca z Jantaru (formacja z Jantaru) (*sensu* Porębski, Podhalańska, 2017, 2019; fig. 2; tab. 1), która pierwotnie została wyróżniona przez Modlińskiego i in. (2006) w randze ogniwa (ilowców bitumicznych z Jantaru). Jej głównym komponentem są czarne, bitumiczne i bezwapniaste mułowce i ilowce z licznym pirytem, laminami i przewarstwieniami ciemnoszarych mułowców wapienistych oraz podrzędnym udziałem ciemnoszarych wapieni marglistych. Mułowce bitumiczne formacji z Jantaru posiadają duży potencjał generacyjno-akumulacyjny niekonwencjonalnych złóż węglowodorów (Poprawa, 2010, 2020; Botor i in., 2017; Podhalańska i in., 2020). Miąższość formacji z Jantaru w lądowej części obniżenia bałtyckiego wynosi od kilku do 25 m i zmniejsza się do 15–20 m w części morskiej (Podhalańska i in., 2018a, b, 2020; Poprawa, 2020). W obniżeniu podlaskim miąższość jest mniejsza i wynosi od 4 m (otwór Goździk OU-1) do 11 m (otwór Pęclicin OU-1) (Podhalańska i in., 2020). Spąg formacji z Jantaru jest diachroniczny i w wielu miejscach wyznacza go spirytyzowana powierzchnia transgresyjnej erozji (Podhalańska, 2009; Porębski i in., 2013; Porębski, Podhalańska, 2019), przy czym w zachodniej części obniżenia bałtyckiego i w podłożu niecki płocko-warszawskiej jest zachowana miejscami jej ciągłość z hirnantem (m.in. Tomczyk, 1976; Podhalańska, 2009, 2015a; Podhalańska, Roszkowska-Remin, 2015), natomiast w obniżeniu podlaskim i lubelskim dolna granica tej jednostki ma charakter niezgodności erozyjnej (Modliński i in., 2006). Z tą niezgodnością jest związana luka stratygraficzna

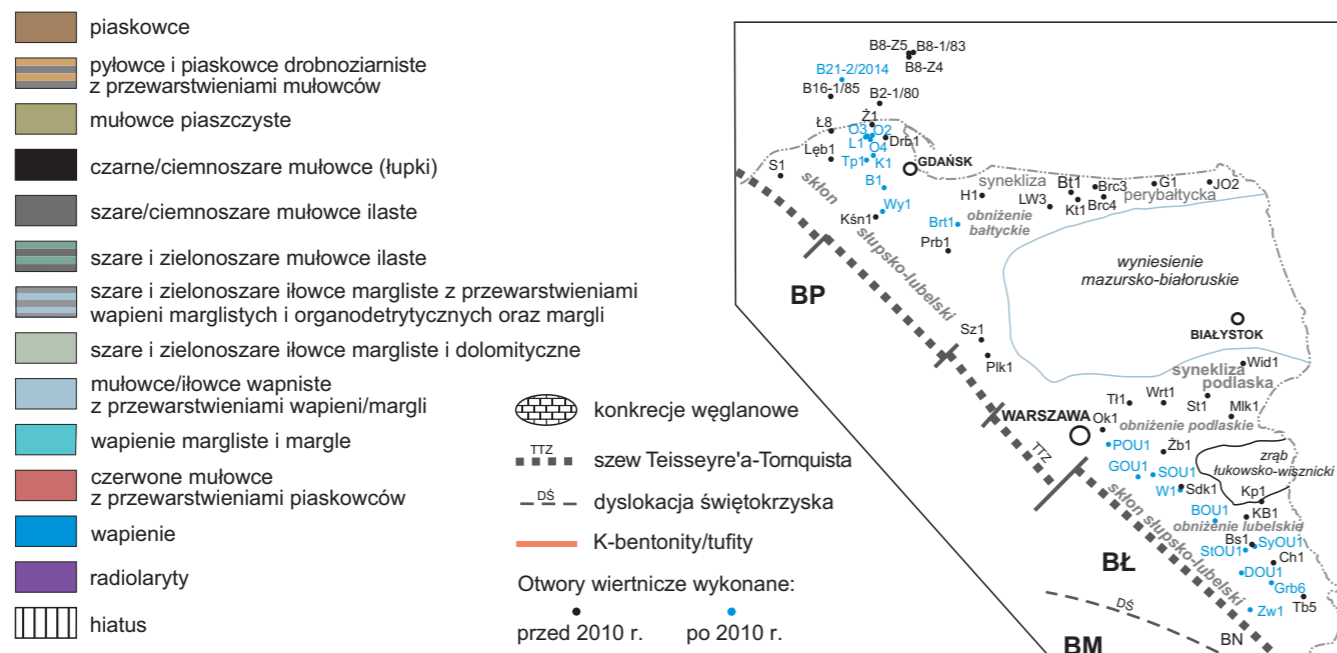


FIG. 2. Schemat litologiczno-stratygraficzny syluru na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej (wg Modlińskiego i in., 2006; Porębskiego, Podhalańskiej, 2017, 2019, zmieniono) oraz lokalizacja wybranych otworów wiertniczych z utworami syluru: B1 – Borcz 1, BOU1 – Berejów OU-1, Brc 3 – Barciany 3, Brc4 – Barciany 4, Brt1 – Bagart 1, Bs1 – Busówno IG 1, Bt1 – Bartoszyce IG 1, Ch1 – Cheim 1, DOU1 – Dobryniów OU-1, Drb1 – Darżubie IG 1, G1 – Goldap IG 1, GOU1 – Goździk OU-1, Grb6 – Grabowiec 6, H1 – Henrykowo 1, JO2 – Jezioro Okragłe IG 2, K1 – Kochanowo 1, KB1 – Krowie Bagno IG 1, Kp1 – Kaplonosy IG 1, Kśn1 – Kościerzyna IG 1, Kt1 – Kętrzyn IG 1, Mk1 – Mielnik IG 1, L1 – Lubocino 1, LW3 – Lidzbark Warmiński 3, Ł8 – Leba 8, Lęb1 – Lębork IG 1, O2 – Opalino 1, O3 – Opalino 3, O4 – Opalino 4, Plk1 – Polik IG 1, Prb1 – Prabuty IG 1, POU1 – Pećlin OU-1, S1 – Slupsk IG 1, Sdk1 – Siedliska IG 1, SOU1 – Stoczek OU-1, St1 – Stadniki IG 1, StOU1 – Stręczyn OU-1, SyOU1 – Syczyn OU-1, Sz1 – Szczawno 1, Tb5 – Terebin IG 5, Tt1 – Tłuszcz IG 1, Tp1 – Tęcz 1, W1 – Wojcieszków 1, Wid1 – Widowo IG 1, Wrt1 – Wrotnów IG 1, Wy1 – Wysin 1, Zw1 – Zwierzyniec 1, Ż1 – Żarnowiec IG 1; pozostałe skróty patrz figura 1

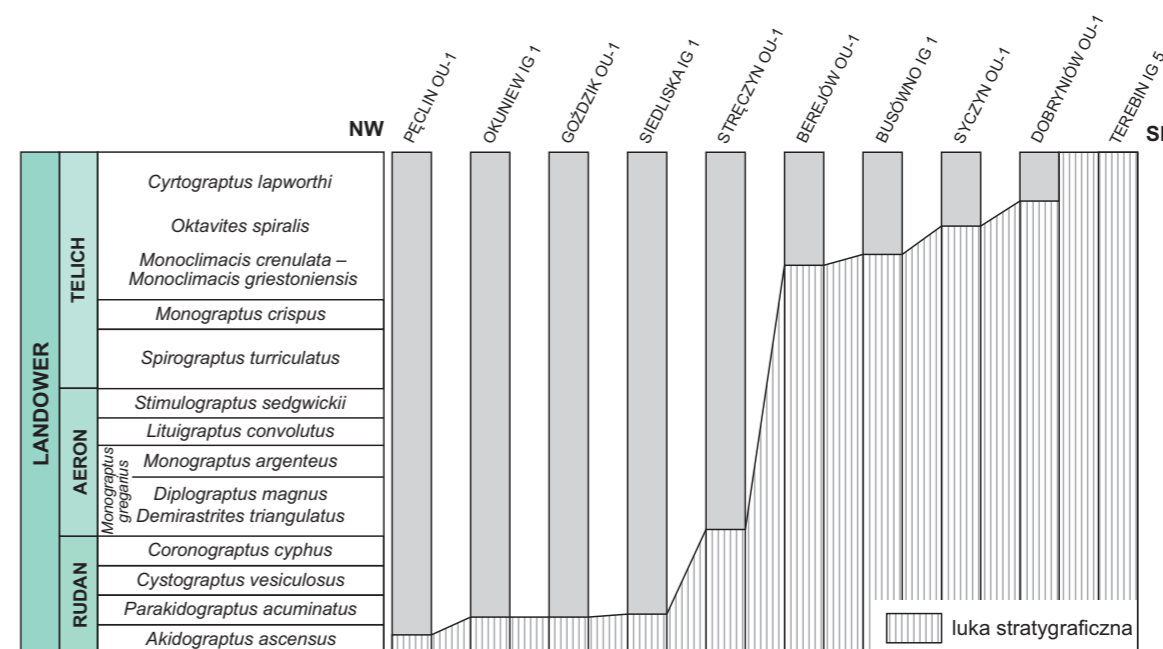
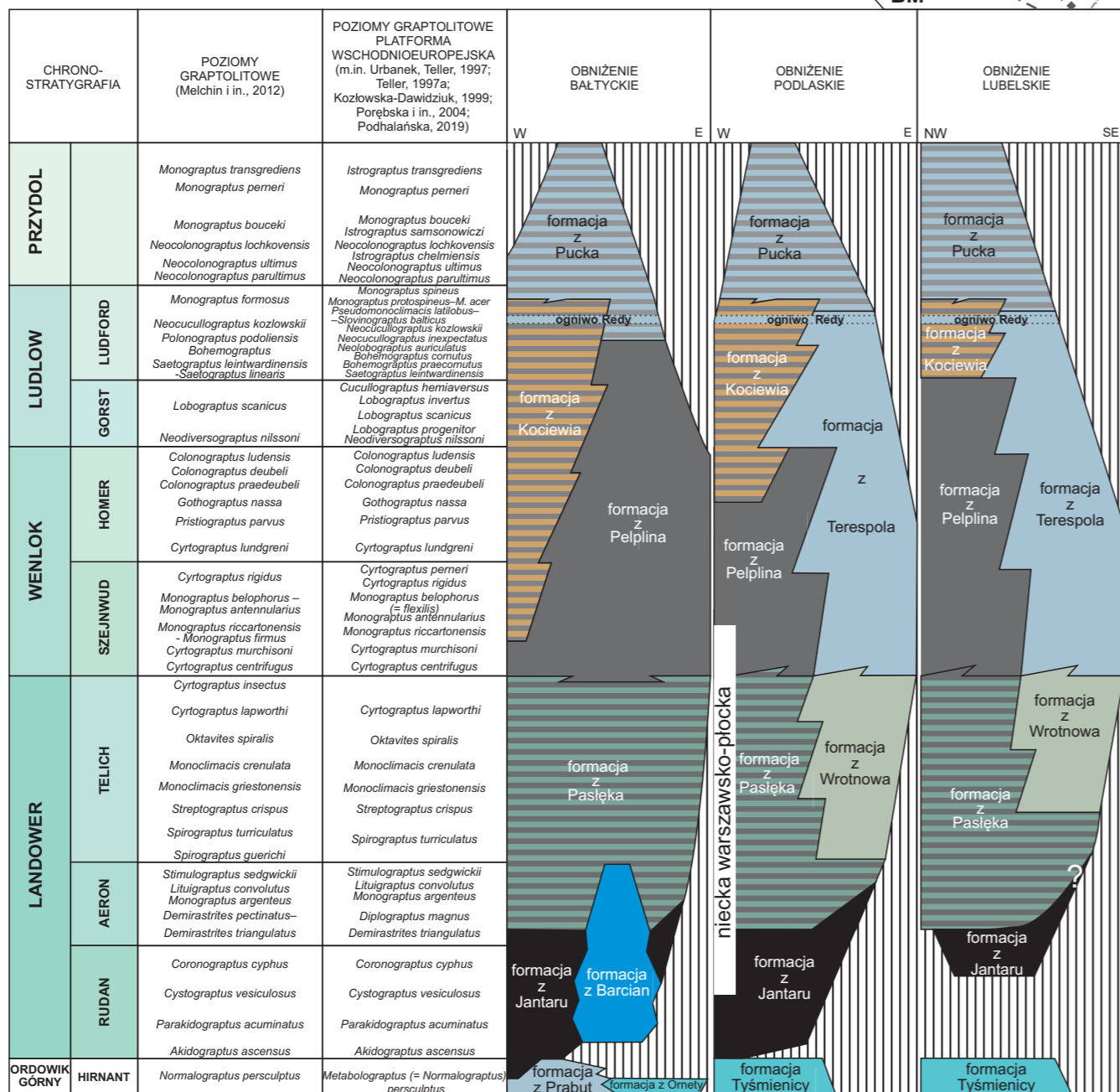


FIG. 3. Zasięg luki stratygraficznej w spągu landoweru na obszarze podlasko-lubelskim (wg Podhalańskiej, 2019)

TAB. 1. Litostratygrafia syluru platformy wschodnioeuropejskiej (na podstawie Modlińskiego i in., 2006; Podhalańskiej i in., 2010; Porębskiego, Podhalańskiej, 2019)

Formacja z Jantar (formacja mulowca z Jantar)	
Występowanie	zachodnia i centralna część obniżenia bałtyckiego, obniżenia podlaskiego i lubelskiego
Litologia	czarne bitumiczne mulowce i łupki (skład petrograficzny: illit, chloryt) zawierające piryt, z laminami i przewarstwieniami ciemnoszarych mulowców wapnistych oraz z nielicznymi cienkimi przewarstwieniami i gruzłami ciemnoszarych wapieni marglistych
Miąższość	kilka centymetrów do 25 m, ku wschodowi miąższość coraz mniejsza aż do zaniku formacji
Stratotyp/obszar typowy	otwór wiertniczy Gdańsk IG 1 (głęb. 3084,8–3089,0 m); hipostatotyp: otwory wiertnicze – Kościerzyna IG 1 (głęb. 4382,0–4394,0 m), Hel IG 1 (głęb. 2964,8–2971,5 m), obszar typowy wyniesienie Leby
Biostratygrafia	graptolity poziomów: <i>Metabolograptus persculptus</i> , <i>Parakidograptus acuminatus</i> po <i>Lituigraptus convolutus</i> w części zachodniej (np. otwory Lubocino 1, Kochanowo 1); w części SE (np. otwór Berejów OU-1) – poziom <i>Monoclimacis crenulata</i> (telich)
Chronostratygrafia	w części zachodniej górny himant (ordowik górny)–środkowy aeron (środkowy landower). Zasięg stratygraficzny formacji jest diachroniczny, a jej dolna granica ma charakter niezgodności erozyjnej. W części SE – telich
Historia badań	biostratygrafia i litostratygrafia: m.in. Tomczyk (1968); Podhalańska (1980, 2003, 2009, 2017, 2019); Szymański, Modliński (2003); Modliński i in. (2006); Porębski, Podhalańska (2017, 2019); Masiak i in. (2020); sedimentologia, środowiska depozycji i paleoklimat: m.in. Podhalańska (2009); Lis (2010); Węglaw i in. (2010); Feldman-Olszewska, Roszkowska-Remin (2016); Dziadzio i in. (2017); Uchman (2017); Sullivan i in. (2018); Gambacorta i in. (2019); Poprawa (2020); Kuberska i in. (2021)
Ekwiwalenty	formacja z Barda w Górach Świętokrzyskich
Uwagi	w podziale litostratygraficznym Modlińskiego i in. (2006) otwory te były wyodrębnione w dolnej części formacji ilowców z Pasłęka jako ogniwo ilowców bitumicznych z Jantar, następnie podniesione do rangi formacji mulowca z Jantar (Porębski, Podhalańska, 2017, 2019). Osady formacji z Jantar (wcześniejsze ogniwa) wyróżniane były przez Tomczyka (m.in. Tomczyk, 1968) jako dolne warstwy pasłęckie. Mulowiec z Jantar cechuje się najwyższym potencjałem macierzysto-zbiornikowym dla węglowodorów w przykrawędziowej strefie platformy wschodnioeuropejskiej (m.in. Dziadzio i in., 2017; Poprawa, 2020; Podhalańska i in., 2020 oraz literatura wymieniona w tych pracach)
Formacja z Pasłęka (formacja mulowca z Pasłęka)	
Występowanie	obniżenie bałtyckie, zachodnia i centralna część obniżenia podlasko-lubelskiego
Litologia	podstawowym typem skal tej formacji są mulowce występujące jako naprzemianległe warstewki o milimetrowej do decymetrowej miąższości, szaroczarne i ciemnoszarego mulowca węglistego oraz mulowca szarozielonego do jasnoszarego (tzw. kolorystyka zebrowa) w różnym stopniu zbioturbowanego. Cienkie przewarstwienia tufitów i bentonitów
Miąższość	15,0–60,0 m, ku wschodowi obniżenia bałtyckiego, podlaskiego i obszaru lubelskiego maleje
Stratotyp/obszar typowy	otwór wiertniczy Kościerzyna IG 1 (głęb. 4326,5–4394,0 m) (wraz z ogniwem z Jantar) wg Modlińskiego i in., 2006; po wydzieleniu ogniwa z Jantar jako oddzielnej formacji miąższość 51 m, hipostatotyp: otwór wiertniczy Olsztyn IG 2 (głęb. 2349,0–2372,0 m)
Biostratygrafia	graptolity poziomów: <i>Demirastrites triangulatus</i> – <i>Oktavites spiralis</i> (lub <i>Cyrtograptus lapworthi</i> )
Chronostratygrafia	aeron–telich; zasięg stratygraficzny formacji jest diachroniczny, a jej dolna granica mieści się w różnych poziomach landoweru
Historia badań	biostratygrafia, litostratygrafia: Tomczyk (1968); Podhalańska (2003); Szymański, Modliński (2003); Modliński i in. (2006); Podhalańska (2019); Porębski, Podhalańska (2019); Hounslow i in. (2021b); sedimentologia, środowiska depozycji i paleoklimat: Podhalańska (2009); Lis (2010); Dziadzio i in. (2017); Uchman (2017); Sullivan i in. (2018); Gambacorta i in. (2018, 2019); Kuberska i in. (2021)
Ekwiwalenty	formacja z Barda i warstwy dębniackie w Górach Świętokrzyskich
Uwagi	w podziale litostratygraficznym Modlińskiego i in. (2006) formacja ilowców z Pasłęka obejmowała także „ogniwo ilowców bitumicznych z Jantar” podniesione do rangi formacji (Porębski, Podhalańska, 2017, 2019), wg Tomczyka (1968) i w innych pracach tego autora omawiane skały stanowiły środkowe i górne warstwy pasłęckie (pasłek). Przeprowadzone w ostatnich latach, inspirowane poszukiwaniem niekonwencjonalnych nagromadzeń węglowodorów, badania litologiczne i sedimentologiczne wykazały, że podstawowym typem litologicznym w niższym paleozoiku platformy wschodnioeuropejskiej są mulowce z mniejszą zawartością ilowców (np. Porębski i in., 2013; Feldman-Olszewska, Roszkowska-Remin, 2016; Porębski, Podhalańska, 2019)
Formacja z Barcian (formacja wapieni gruzłowych z Barcian)	
Występowanie	wschodnia część obniżenia bałtyckiego, rejon Barcian i Kętrzyna
Litologia	jasnobieżowe i żółtawe wapienie złożone z wapienno-marglistych gruzłów tkwiących w szarym lub brunatnoszarym osadzie ilasto-marglistym
Miąższość	0,2–23,6 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór wiertniczy Kętrzyn IG 1 (głęb. 1520,9–1544,5 m); hipostatotyp otwór wiertniczy Prabuty IG 1 (głęb. 3348,6–3356,6 m), środkowa część obniżenia bałtyckiego – obszar Barcian i Kętrzyna
Biostratygrafia	prawdopodobnie odpowiednik poziomów graptolitowych od <i>Parakidograptus acuminatus</i> po maks. <i>Spirograptus turriculatus</i>
Chronostratygrafia	rudan–aeron (dolny landower)
Historia badań	litostratygrafia i środowiska depozycji: Jaworowski, Modliński (1968); Modliński i in. (2006); Podhalańska (2009, 2019); Skompski, Paszkowski (2017); Porębski, Podhalańska (2019)
Ekwiwalenty	brak na terenie Polski

TAB. 1 cd.

Formacja z Pelplina (formacja mulowca z Pelplina)	
Występowanie	obniżenie bałtyckie, zachodnia część obniżenia podlaskiego i lubelskiego
Litologia	szare i ciemnoszare mulowce, rzadziej ilowce, w części czarne, przeważnie wapienste z przewarstwieniami i konkrekcjami wapieni marglistych (w dolnej części bitumiczne). Występują także przewarstwienia bentonitów
Miąższość	150–250 m, lokalnie nawet 400 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór wiertniczy Lębork IG 1 (głęb. 2080,0–3248,0 m); hipostratotyp otwór wiertniczy Gdańsk IG 1 (głęb. 1650,0–2460,0 m) i otwór wiertniczy Żarnowiec IG 1 (głęb. 2210,0–2582,0 m)
Biostratygrafia	graptolity poziomów: <i>Cyrtograptus centrifugus</i> – <i>Bohemograptus praecomutus</i> , przy czym górna granica jest diachroniczna i mieści się w różnych poziomach wenloku i niższego ludlowu
Chronostratygrafia	wenlok–środkowy ludlow (piętra szejnwud, homer, gorst i dolny ludford)
Historia badań	litologia i biostratygrafia: Tomczyk (1968); Tomczykowa, Tomczyk (1979); Podhalańska (2003, 2019); Szymański, Modliński (2003); litostratygrafia, litofacje, sedimentologia i środowiska depozycji: Porębski i in. (2004); Modliński i in. (2006) – jako formacja ilowców z Pelplina; Lis (2010); Modliński (2010); Modliński, Podhalańska (2010); Porębski i in. (2013); Feldman-Olszewska, Roszkowska-Remin (2016); Dziadzio i in. (2017); Uchman (2017); Zenker, Kozłowski (2017); Mazur i in. (2018); Bojanowski i in. (2019); Gambacorta i in. (2019); Porębski, Podhalańska (2017, 2019)
Ekwiwalenty	warstwy pragowieckie i wilkowskie w Górach Świętokrzyskich
Formacja z Wrotnowa (formacja ilowców marglistych z Wrotnowa)	
Występowanie	wschodnia część obniżenia podlaskiego i obszaru lubelskiego
Litologia	ilowce margliste i ilowce dolomityczne zielonkawe i szare z odcieniem zielonkawym, z podrzędnymi laminami ilowców szarych i ciemnoszarych
Miąższość	od ok. 10–15 m (profil Wrotnów IG 1, Busówno IG 1, Krowie Bagno IG 1) i maleje w kierunku wschodnim aż do całkowitego wyklinowania
Stratotyp/obszar typowy	profil otworu wiertniczego Busówno IG 1 (głęb. 2878,0–2889,5 m według prób rdzeniowych i głęb. 2878,0–2890,0 m według pomiarów geofizycznych). W charakterze hipolitostratotypu przyjęto profil otworu wiertniczego Wrotnów IG 1 (głęb. 1563,0–1577,0 m według pomiarów geofizycznych oraz próby rdzeniowe z głęb. 1571,0–1585,0 m). Formację rozpoznano w kilkudziesięciu profilach we wschodniej części obniżenia podlaskiego oraz obszaru lubelskiego np. Stadniki IG 1 (głęb. 1114,0–1115,0 m), Mielnik IG 1 (głęb. 1116,5–1120,0 m), Widowo IG 1 (706,0–710,0 m)
Biostratygrafia	poziomy graptolity: <i>Monograptus crispus</i> , <i>Monoclimacis griestonensis</i> , <i>M. crenulata</i> , <i>Oktavites spiralis</i> , <i>Cyrtograptus lapworthi</i>
Chronostratygrafia	landower górny (telich), w skrajnie wschodniej części obniżenia podlaskiego zasięg tej formacji ograniczony jest do najwyższego telichu
Historia badań	biostratygrafia graptolitowa: m.in. Tomczyk (1973, 1975), chronostratygrafia, litostratygrafia, facje i opis środowisk: Podhalańska i in. (2010), Porębski, Podhalańska (2017, 2019), Podhalańska (2025)
Ekwiwalenty	suita zelwianańska w zachodniej Ukrainie, na Wołyniu odpowiada jej najniższa część suity kijałgorodskiej (w zakresie poziomu <i>O. spiralis</i> ) obejmująca podsuitę restjewska (Podhalańska i in., 2010)
Uwagi	osady litofacji ilasto-marglistej występują także w skrajnie wschodnim obszarze obniżenia bałtyckiego
Formacja z Terespolu (formacja ilowców marglistych z Terespolu)	
Występowanie	wschodnia część obniżenia podlaskiego i obszaru lubelskiego
Litologia	ilowce wapienste szare, jasnoszare i szarozielonkawe, laminowane z licznymi przewarstwieniami i soczewkami wapieni marglistych i margli, w dole ponadto sporadycznie z przewarstwieniami wapieni organodetytrycznych, w wyższej części gruzlowych, jasnoszarych i szarych
Miąższość	maksymalna miąższość osadów formacji dochodzi do ok. 250–300 m, na skłonach wyniesienia mazursko-suwalskiego oraz lukowsko-wisznickiego następuje redukcja miąższości aż do całkowitego wyklinowania
Stratotyp/obszar typowy	wschodnia część obniżenia podlaskiego i lubelskiego. Stratotyp: profil otworu Mielnik IG 1 (głęb. 850,0–1116,5 m), hipostratotyp: profil otworu Kaplonosy IG 1 (głęb. 445,8–718,5 m). Poza tym profile otworów Stadniki IG 1, Terespol 1 i inne
Biostratygrafia	zróżnicowany zespół fauny obejmujący graptolity, trylobity, głowonogi, małże, ramienionogi, małżoraczki, lilowce, ślimaki, konodonty. Dla celów biostratygraficznych podstawowe znaczenie posiada przewodnia fauna graptolitów. Dokumentuje ona (Tomczyk, 1989; Urbanek, Teller, 1997) obecność osadów wenloku od poziomu <i>Cyrtograptus murchisoni</i> po <i>Colonograptus ludensis</i> , oraz ludlowu (piętra gorst–dolny ludford) od poziomu <i>Neodiversograptus nilssoni</i> po <i>Neocucullograptus kozłowski</i> . W niektórych interwałach przewodnie są konodonty (Jarochowska, Munnecke, 2015)
Chronostratygrafia	wenlok (szejnwud)–ludlow (ludford)
Historia badań	biostratygrafia: graptolity – Tomczyk (1976, 1989); Urbanek, Teller (1997), trylobity – Tomczykowa (1971), konodonty – Jarochowska, Munnecke (2015); litologia i stratygrafia: np. Tomczyk, Podhalańska (2011), opis formacji: Podhalańska i in. (2010); Podhalańska (2025)
Ekwiwalenty	suita liptowska, frankopolska i rusłowska na Białorusi, w zachodniej Ukrainie na Wołyniu wyższa część suity kijałgorodskiej oraz suity mukszinskiej, ustiwskiej i malinowieckiej (Podhalańska i in., 2010)
Uwagi	formacja została wyróżniona dla wschodniej części obniżenia podlasko-lubelskiego (Podhalańska i in., 2010). We wschodniej części obniżenia bałtyckiego od otworu Goldap IG 1 do Jezioro Okragle IG 1, 2 występują utwory litofacji marglisto-wapieniowej podobne do tych, wydzielonych jako formacja z Terespolu dla obszaru podlasko-lubelskiego
Formacja z Kociewia (formacja ilowców i mulowców z Kociewia)	
Występowanie	zachodnia część obniżenia bałtyckiego, podlaskiego i lubelskiego
Litologia	szare mulowce z przewarstwieniami pyłowców, a także drobnoziarnistych piaskowców z przewarstwieniami utworów piroklastycznych (bentonitów i tuffitów). Pyłowce i piaskowce wykazują obecność licznych struktur sedimentacyjnych, w tym charakterystyczne sekwencje Boumy. Miąższość utworów piroklastycznych od kilku mm do kilkudziesięciu cm (np. 35 cm w otworze Mielnik IG 1 w ludfordzie – poziom <i>Pseudomonoclimacis latilobus/Slovinograptus balticus</i> )
Miąższość	od 300–400 m na wschodzie do 1500 m, a nawet 3000 m, na zachodzie i północnym zachodzie (otwory Lębork IG 1 i Słupsk IG 1)
Stratotyp/obszar typowy	zachodnia część obniżenia bałtyckiego, stratotyp – otwór Lębork IG 1 (głęb. 1650,0–3080,0 m), hipolitostratotyp Słupsk IG 1 (głęb. 1480,0–7448,0 m), Gdańsk IG 1 (głęb. 2460,0–2787,0 m)
Biostratygrafia	graptolity poziomów: <i>Monograptus riccartonensis</i> – <i>Neocucullograptus kozłowski</i> w rejonie Słupska; <i>Saetograptus leintwardinensis</i> – <i>Ps. latilobus/SI. balticus</i> w rejonie Gdańska i Żarnowca, w obszarze podlasko-lubelskim poziomy <i>Cucullograptus aversus</i> , <i>Bohemograptus cornutus</i> , <i>Neocucullograptus kozłowski</i> , <i>Formosograptus formosus</i> . Najpełniejsza sekwencja osadów jest rozwinięta na zachodzie obniżenia podlaskiego w profilu Okuniew IG 1, gdzie obejmuje cały przedział piętra ludford od poziomu <i>Cucullograptus aversus</i> po <i>Formosograptus formosus</i> . Ku wschodowi na skutek obocznej zmienności fałdalnej interwał stratygraficzny tej formacji maleje aż do całkowitego wyklinowania
Chronostratygrafia	dolny wenlok (środkowy szejnwud/homer)–środkowy ludlow (środkowy ludford) w rejonie Słupska; środkowy–górny ludlow w rejonie Gdańska i Żarnowca. Dolna granica formacji jest diachroniczna
Historia badań	bio- i litostratygrafia: np. Tomczyk (1968) – osady formacji były określone jako warstwy mielnickie górne i warstwy siedleckie; Teller (1976); Szymański, Modliński (2003); Modliński i in. (2006); Podhalańska (2019); Porębski, Podhalańska (2019); sedimentologia: Jaworowski (1971, 2000); Dziadzio i in. (2017)
Ekwiwalenty	szarogłazy niewachłowskie i formacja z Trzcianki (warstwy wydrysowskiej) w Górach Świętokrzyskich
Ogniwo Redy (ogniwo mulowców wapienistych Redy)	
Występowanie	obniżenie bałtyckie, obniżenie podlasko-lubelskie
Litologia	szare i jasnoszare mulowce wapienste z laminami i cienkimi przewarstwieniami wapieni marglistych typu kalcsilytów i kalciulitytów
Miąższość	10–15 m, maksymalnie 30 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Paskę IG 1 (głęb. 2175,5–2186,0 m); hipostratotyp otwór Lębork IG 1 (głęb. 1942,5–1967,0 m) wg Modlińskiego i in. (2006)
Biostratygrafia	między poziomami <i>Neocucullograptus kozłowski</i> (spąg) i <i>Pseudomonoclimacis latilobus–Slovinograptus balticus</i> (strop)
Chronostratygrafia	ludlow (środkowy ludford)
Historia badań	bio- i litostratygrafia: Urbanek, Teller (1997); Szymański, Modliński (2003); Modliński i in. (2006); Podhalańska (2019); Porębski, Podhalańska (2019); sedimentologia i geochemia: Kozłowski, Sobień (2012); Kozłowski (2015, 2020); Dziadzio i in. (2017); Skompski, Paszkowski (2017)
Ekwiwalenty	brak na terenie Polski

Formacja z Pucka (formacja ilowców i ilowców wapienistych z Pucka)	
Występowanie	obniżenia: bałtyckie, podlaskie i lubelskie
Litologia	w niższej części dominują szare ilowce i ilowce wapienste z odcieniem zielonawym, które w części górnej formacji zawierają przewarstwienia i soczewki szarozielonolnych margli, wapieni marglistych i organodetytrycznych oraz wapieni beyrichiowych. We wschodniej części facja graptolitowa. Strop stanowi niezgodność erozyjna, podścielająca utwory dewonu lub permu
Miąższość	300–900 m, lokalnie nawet ponad 1300 m; w kierunku wschodnim miąższość maleje aż do zera
Stratotyp/obszar typowy	otwór Hel IG (głęb. 1110,5–2385,0 m); hipostratotyp otwór Lębork IG 1 (głęb. 1027,8–1650,0 m)
Biostratygrafia	graptolity poziomów <i>Slovinograptus balticus–Neocolonograptus lochkovenski</i> , wyżej poziomy oparte na mikrofaunie (małżoraczki), w części wschodniej obniżenia podlaskiego i obszaru lubelskiego w stropie poziom <i>Istrograptus transgrediens</i> i wyżej interzona <i>transgrediens–angustidens</i> (otwór Chelm IG 1).
Chronostratygrafia	górny ludlow (górny ludford)–przydol
Historia badań	litologia i biostratygrafia: Tomczyk (1968, 1974); Tomczykowa, Witwicka (1972, 1974); Żbikowska (1973); Nehring-Lefeld (1988); Teller (1997a, b); Urbanek, Teller (1997); Szymański, Modliński (2003); litostratygrafia: Modliński i in. (2006); Porębski, Podhalańska (2019)
Ekwiwalenty	formacja ze Zwoli i formacja z Bronkowic w regionie lysogórskim oraz warstwy kieleckie w południowej części Gór Świętokrzyskich

TAB. 1 cd.

rosnąca w kierunku wschodnim i SE (fig. 2, 3; Porębski, Podhalańska, 2019). Na wschodnich krańcach polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej luka stratygraficzna między ordowikiem a sylurem obejmuje także aeron i część telichu lub cały telich (fig. 2). Zasięg stratygraficzny formacji z Jantaru w zachodniej części obniżenia bałtyckiego obejmuje piętro rudan oraz dolną część aeronu i jest udokumentowany poziomami graptolitowymi od *Akidograptus ascensus* (lub *Parakidograptus acuminatus*) przeważnie do poziomu *Coronograptus cyphus*, lokalnie sięga do poziomu *Lituigraptus convolutus* (fig. 2). W zachodniej części obniżenia podlaskiego spąg formacji z Jantaru mieści się w poziomach *Parakidograptus acuminatus* lub *Cystograptus vesiculosus* rudanu, natomiast w kierunku SE w różnych poziomach graptolitowych aeronu i telichu (Podhalańska, 2017, 2019).

Ekwiwalentem stratygraficznym dolnej części formacji z Jantaru we wschodniej części obniżenia bałtyckiego (rejon Kętrzyna i Barcian) są wapienie gruzłowe formacji z Barcian (fig. 2; tab. 1; Jaworowski, Modliński, 1968; Modliński i in., 2006; Podhalańska, 2009; Modliński, Podhalańska, 2010). Gruzły wapienne tej formacji należą do madstonów i wakstonów z rozproszonymi bioklastami, występują w zmiennych proporcjach w stosunku do węglanowego matryksu, a ich granice są często rozmyte (Skompski, Paszkowski, 2017). Partie gruzłowe są rozdzielone wapieniami masywnymi i marglami. Podhalańska (2009) udokumentowała w wapieniach liczne mikro-skamieniałości: Chitinozoa, konodonty, skolekodonty, a także sikule graptolitów *Normalograptus* sp., które wskazują na przynależność formacji z Barcian do rudanu. Wapienie te wykazują różny stopień bioturbacji, a wśród skamieniałości śladowych są obecne: *Chondrites* isp., *Planolites* isp., *Rosselia* isp.

Leżąca wyżej formacja mulowca z Paskę (formacja ilowców z Paskę *sensu* Modliński i in., 2006) obejmuje w zachodniej części platformy utwory aeronu i telichu (fig. 2; tab. 1), od stropu formacji z Jantaru lub formacji z Barcian (poziomu graptolitowego *Coronograptus gregarius* lub *Lituigraptus convolutus*) do spągu poziomu graptolitowego *Cyrtograptus centrifugus* (lub *Cyrtograptus murchisoni*). Występuje ona na niemal całym obszarze platformy wschodnioeuropejskiej poza wschodnią częścią obniżenia podlaskiego i lubelskiego, gdzie jej ekwiwalentem jest formacja z Wrotnowa (fig. 2; tab. 1; patrz poniżej), a jej typowy profil znajduje się w otworze wiertniczym Kościerzyna IG 1. Formacja z Paskę charakteryzuje się alternacją szarych/szaroczarnych oraz zielonoszarych/jasnoszarych mulowców, tworzących charakterystyczny „ze-browy” układ warstw (Gambacorta i in., 2019), które dodatkowo zawierają przewarstwienia i soczewki tuffitów i bentonitów. Zielonawe i jasnoszare mulowce charakteryzują się zmiennym, na ogół wysokim stopniem bioturbacji (Uchman, 2017; Gambacorta i in., 2019). Górna granica formacji z Paskę jest trudno rozpoznawalna na krzywych profilowania geofizycznego, w tym na krzywej promieniowania gamma. W rdzeniach otworów wiertniczych przyjmują się ją w miejscu występowania ostatniego przewarstwienia zielonych mulowców, poniżej ciemnoszarych lub czarnych mulowców formacji z Pelplina.

Formację z Wrotnowa tworzą ilowce margliste i ilowce dolomityczne zielonkawe i szare z podrzędnymi laminami ilowców szarych i czarnych. W stratygraficznych profilach: Busówno IG 1 i Wrotnów IG 1 występuje zespół graptolitów wskazujący na obecność najwyższego landoweru, telichu, a we wschodniej części najwyższego telichu. Sukcesja osadowa tej formacji reprezentuje środowisko szelfu silikoklastyczno-węglanowego, zasilanego przez mikrytowy materiał węglanowy i bioklastyczny z rampy węglanowej. Strefa przydenna zbiornika charakteryzowała się okresowo ograniczoną cyrkulacją i słabym natlenieniem z krótkotrwałym deficytem tlenowym (Podhalańska i in., 2010; Uchman, 2017).

Architektura stratygraficzno-facjalna wenloku i ludlowu platformy wschodnioeuropejskiej cechuje się wyraźną trójdzielną związaną z dominacją sukcesji mulowcowej formacji z Pelplina (tab. 1), z którą od zachodu kontaktuje przekraczającą facja turbidytów

mulowcowo-pyłowcowych formacji z Kociewia (tab. 1), a od wschodu osady marglisto-węglanowe formacji z Terespolu (fig. 2; tab. 1; Jaworowski, 2000; Modliński i in., 2006; Porębski, Podhalańska, 2019; Podhalańska, 2025).

Głównym komponentem litologicznym formacji z Pelplina są mulowce ilaste i wapienisto-dolomityczne z soczewkami i laminami silikoklastycznymi, przewarstwieniami wapieni bioklastycznych, a także licznymi konkrekcjami węglanowymi (Feldman-Olszewska, Roszkowska-Remin, 2016; Dziadzio i in., 2017; Bojanowski i in., 2019). Osady te są rozprzestrzenione na niemal całym obszarze platformy wschodnioeuropejskiej, a ich miąższość w rejonie pomorskim osiąga 400 m. Dolna granica formacji z Pelplina odpowiada przeważnie spągowi wenloku i jest określona poziomami *Cyrtograptus centrifugus* lub *Cyrtograptus murchisoni*. Natomiast jej strop (i zarazem dolna granica formacji z Kociewia) jest diachroniczny i zajmuje pozycję w różnych poziomach wenloku lub ludlowu, wykazując przekraczający ku wschodowi zasięg. Przykładowo w profilach otworów wiertniczych obniżenia bałtyckiego: Kościerzyna IG 1 i Wysin 1 zasięg stratygraficzny formacji z Pelplina kończy się w poziomie *Gothograptus nassa* homeru, w profilach otworów: Lubocino 1 i Kochanowo 1 w poziomie *Lobograptus scanicus/Cucullograptus hemiaversus* gorstu, a w profilach otworów: Darzłubie IG 1 i Opalino 2, 3, 4 w poziomie *Saetograptus leintwardinensis* odpowiadającym dolnej granicy ludfordu (Podhalańska, 2017, 2019; Mazur i in., 2018). Pod względem litofacjalnym formacja ta wykazuje wyraźną dwudzielność. W jej niższej części dominują szare i ciemnoszare lokalnie czarne mulowce/ilowce, z delikatną laminacją poziomą, miejscami wapienste z soczewkami wapieni marglistych oraz różnorodną i bardzo liczną fauną graptolitów. Ta część formacji odpowiada najczęściej piętru szejnwud, a jej miąższość wynosi ok. 50 m. Interwał ten można uznać jako perspektywiczny pod kątem występowania niekonwencjonalnych złóż węglowodorów (Podhalańska i in., 2020). Wyższa część formacji z Pelplina to głównie szare i szarozielone ilowce, laminowane z nielicznymi graptolitami, a miejscami nawet całkowicie pozbawione skamieniałości tych organizmów. W jej środkowohomerskiej części (poziom *Gothograptus nassa*) w obniżeniu bałtyckim występuje charakterystyczna facja jasnoszarych laminitów marglisto-węglanowych, które współwystępują z warstwami wapieni i mulowców, doskonale czytelna na karatażu GR (profilowanie gamma), będąca zapisem globalnego zdarzenia oceanicznego z Mulde (Zenkner, Kozłowski, 2017). Cytowani autorzy zidentyfikowali w laminach węglanowych – o charakterystycznej strukturze drobnogruzelkowej – ziarna detrytycznego dolomitu oraz specyficzne endogeniczne kryształy kalcytu, które nazwali „sparoidami”.

Ekwiwalentem litostratygraficznym wenlokiej części formacji z Pelplina we wschodniej części obszaru podlasko-lubelskiego jest formacja z Terespolu (fig. 2; tab. 1A; Podhalańska i in., 2010; Porębski, Podhalańska, 2019;). Jednostkę tę budują płytkowodne szare, jasnoszare i szarozielonkawe ilowce wapienste, laminowane z licznymi przewarstwieniami i soczewkami wapieni marglistych i margli, w dole sporadycznie z przewarstwieniami jasnoszarych i szarych wapieni organodetytrycznych. W osadach tej formacji występuje zróżnicowany zespół skamieniałości obejmujący graptolity, trylobity, głowonogi, małże, ramienionogi, małżoraczki, lilowce, ślimaki (Tomczykowa, Tomczyk, 1979; Tomczykowa, 1991). Dla celów biostratygraficznych podstawowe znaczenie ma przewodnia fauna graptolitów dokumentująca wenlok i niższy ludlow. We wschodniej – marginalnej – części basenu podlaskiego ilowce i margle są zastąpione przez osady platformy węglanowej reprezentowane przez górnowenlockie madstony, wakstony i pakstony z liczną i urozmaiconą fauną bentosową, udokumentowane w otworze wiertniczym Widowo IG 1 (Jarochowska, Munnecke, 2015; Podhalańska, 2025).

Formacja z Kociewia (formacja ilowców i mulowców z Kociewia *sensu* Modliński i in., 2006) występuje we wszystkich basenach sylurskich platformy wschodnioeuropejskiej, poza ich najbardziej wschodnią częścią (fig. 2; Modliński i in., 2006; Podhalańska i in., 2010). Jej cechą charakterystyczną jest obecność pyłowców

i bardzo drobnoziarnistych piaskowców (częściowo także wapienistych) z licznym muskowitem, które tworzą przeławienia w szarych, masowych i laminowanych, mułowcach. Sporadycznie spotyka się także cienkie przewarstwienia i laminy bentonitów. W przewarstwieńiach piaskowcowych zidentyfikowano liczne struktury sedymentacyjne – uziarnienie frakcyjne normalne, laminację poziomą, warstwowanie konwolutive i riplemarki prądowe (Jaworowski, 1971, 2000). Powszechnie występują powierzchnie erozyjne z hieroglifami prądowymi i pakiety heterolityczne (Jaworowski, 1971, 2000; Dziadzio i in., 2017). Spąg formacji z Kociewia ma diachroniczny charakter, coraz młodszy w kierunku wschodnim i SE. W zachodniej części obniżenia bałtyckiego (otwór Słupsk IG 1) mieści się w środkowym szajnwdzie, w kierunku wschodnim, pomiędzy otworami Kościerzyna IG 1 a Polik IG 1, pojawia się w środkowym homerze, a w południowej części obszaru lubelskiego na granicy gorst/ludford i w dolnym ludfordzie. Na obszarze Podlasia i Lubelszczyzny wiek formacji określono na ludlow (wyższy gorst – ludford), a jej dolna granica przebiega w różnych poziomach ludlowu np. w poziomie *Lobograptus scanicus* w otworze Wojcieszków 1 i *Bohemograptus cornutus* w SE części obszaru (fig. 2). Całkowita miąższość formacji w otworze wiertniczym Słupsk IG 1 wynosi 3003,0 m, a w otworze Lębork IG 1 – 1430,0 m. W profilach położonych we wschodniej części obniżenia bałtyckiego, a także na obszarze podlasko-lubelskim, miąższość formacji z Kociewia wyraźnie maleje.

W wyższej części formacji z Kociewia, a na wschodzie w obrębie formacji z Terespoła i Pucka (m.in. otwory: Gołdap IG 1, Żebrak IG 1, Mielnik IG 1, Krowie Bagno IG 1, Kaplonosy IG 1), są obecne mułowce wapieniste przewarstwiane laminowanymi kalcsilitytami i kalcsilitytami zaliczone do ogniwa Redy (fig. 2; tab. 1). Ogniwo to jest istotnym reperem korelacyjnym w zapisie litologicznym i geofizycznym, przy czym jego typowe cechy litologiczne są mniej czytelne we wschodniej części platformy, natomiast wyraźne na krzywych naturalnego promieniowania gamma. Otwory te tworzą interwał o miąższości od kilku do ok. 30 m (Modliński i in., 2006; Kozłowski, Sobień, 2012; Dziadzio i in., 2017). Laminy kalcsilitytów i kalcsilitytów zawierają pył kwarcowy, a także – podobnie jak środkowohomerski interwał formacji z Pelplina – detrytyczny dolomit i „sparoidy” kalcytowe o charakterystycznej strukturze rozetowej (Kozłowski, 2015, 2020). Na krzywej naturalnego promieniowania gamma ten litosom cechuje się najniższą wartością w całym sylurze platformy wschodnioeuropejskiej i stanowi izochroniczny horyzont korelacyjny, potwierdzony danymi biostratygraficznymi. Występuje on mianowicie w środkowym ludfordzie, pomiędzy poziomami *Neocucullograptus kozłowskii* a *Pseudomonoclimacis latilobus-Slovinograptus balticus* (fig. 2; Topulos, 1976, 1977; Kozłowski, Sobień, 2012; Podhalańska, 2017, 2019) i jest korelowany z globalną dodatnią anomalią izotopową węgla – *Mid Ludfordian Carbon Isotope Excursion* (Kozłowski, Munnecke, 2010; Kozłowski, Sobień, 2012; Kozłowski, 2015, 2020).

Formacja z Pucka kończy profil syluru platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce (fig. 2; tab. 1; Modliński i in., 2006). W niższej części jest ona złożona z szarych i szarozielonych iłowców i iłowców wapienistych (na ogół laminowanych), sporadycznie z laminami bentonitów. W wyższej części iłowce te na obszarze obniżenia bałtyckiego zawierają przewarstwienia i soczewki jasnoszarych wapieni z licznymi małżoraczkami *Beyrichia* oraz wapieni marglistych i margli, podczas gdy na Lubelszczyźnie w dalszym ciągu dominuje facja graptolitowa. Formacja z Pucka obejmuje najwyższy ludlow (górny ludford) oraz większość przydolu (zob. Kozłowski, 2020), a jej najpełniejszy profil zachował się w rejonie Bałtyku, gdzie w otworze wiertniczym B8-1/83 występuje sukcesja o miąższości ponad 900 m, a także w rejonie Władysławowa i Półwyspu Helskiego, gdzie osiąga ona blisko 1300 m miąższości (Modliński i in., 2006). Na zachód od tego obszaru zachowana miąższość osadów formacji maleje z powodu ścienia erozyjnego do ok. 300 m, np. w profilu otworu wiertniczego Słupsk IG 1 (Modliński, 2007). W profilach obszaru lubelskiego, np. Łopiennik IG 1 i Busówno IG 1, na osadach formacji z Pucka spoczywają w ciągłości sedymentacyjnej otwory formacji sycyńskiej dewonu (Miłaczewski, 2008). W innych otworach górna granica formacji ma charakter erozyjny i mieści się w różnych poziomach przydolu lub ludfordu przykrytych utworami permu.

3.2. STREFA KOSZALIN-CHOJNICE

Sylur w strefie Koszalin-chojnice został rozpoznany w kilkunastu otworach wiertniczych (fig. 4; Teller, Korejwo, 1968; Teller, 1974; Tomczyk, 1987; Podhalańska, Modliński, 2006) oraz na jej SE przedłużeniu w otworach Bydgoszcz IG 1 i Toruń 1 (Żaba, Poprawa, 2006; Podhalańska, 2011). Podobnie jak w przypadku ordowiku, sylur w tym rejonie nie doczekał się jeszcze opracowania litostratygraficznego, natomiast została wykonana szczegółowa analiza litofacyjna i biostratygraficzna występujących tu utworów (Podhalańska, Modliński, 2006).

Charakterystyczną cechą profilu sylurskiego w strefie Koszalin-chojnice jest wyraźny kontrast facjalny i tektoniczny między lan-

dowerem (?wenlokiem) a przydolskim segmentem sukcesji osadowej (zob. Dadlez, 1978, 1982; Tomczyk, 1987; Podhalańska, Modliński, 2006; Żaba, Poprawa, 2006). Całkowita miąższość utworów syluru w tej strefie jest trudna do oszacowania ze względu na ich fragmentaryczne rozpoznanie oraz znaczne zaangażowanie tektoniczne. Zdaniem Tomczyka (1987) występują tu dwa kompleksy różniące się stylem tektonicznym, reprezentowane przez fałdowane „przedludlowskie, takońskie piętro strukturalne kaledonidów” oraz poludlowskie „osady syluru pokrywowego”, będące dowodem na obecność śródsylurskich deformacji tektonicznych.

Najstarszy fragment profilu, odpowiadający najniższemu landowerowi, występuje w otworze wiertniczym Toruń 1 i jest wykształcony jako czarne iłowce, w których stwierdzono obecność graptolitów poziomu *Akidograptus ascensus* dolnego rudanu (fig. 5; Dadlez, 1978; Tomczyk, 1987). Natomiast wyższy landower został udokumentowany w otworze Lutom 1 k. Chojnic, w którym nawiercono odcinek (ponad 500 m) zaburzonego tektonicznie osadów mułowcowo-łastych z cienkimi przewarstwieniami piaskowców (Teller, Korejwo, 1968). Są to bezstrukturalne oraz laminowane mułowce i iłowce z przewarstwieniami drobnoziarnistych piaskowców (Podhalańska, Modliński, 2006). W przewarstwieńiach piaskowcowych odnotowano obecność struktur prądowych, a na dolnych powierzchniach warstw hieroglifów mechanicznych. Szacunkowa miąższość rzeczywista landoweru (?) wynosi ok. 200 m. W skałach landoweru otworu Toruń 1 stwierdzono obecność deformacji fałdowych i fałdowo-nasuwczych, a stopień komplikacji budowy strukturalnej tej części profilu (podobnie jak ordowiku górnego) jest znacznie większy w porównaniu do młodszych utworów syluru (Żaba, Poprawa, 2006).

Wenlok jest reprezentowany przez ciemnoszare iłowce i mułowce rozpoznane fragmentarycznie w otworach wiertniczych: Kłosnowo IG 1 i Wierzchocina 4 (fig. 5; Tomczyk, 1987). Podobnie wykształcony ludlow stwierdzono w kilku otworach wiertniczych (Tomczyk, 1987), przy czym interwał należący do gorstu udokumentowano w otworach: Darłowo 2, Okunino IG 1 i Polanów 1, a część odpowiadającą ludfordowi w otworach: Nicponie 1, Stobno 1 i Stobno 3 (fig. 5). Prawdopodobny najwyższy sylur, zaliczony do przydolu, jest zdominowany przez litofację iłowcową, która występuje tylko w otworach wiertniczych: Chojnice 3, Stobno 2 i prawdopodobnie Toruń 1 (fig. 5). Iłowce margliste z przewarstwieniami mułowców w otworze Bydgoszcz IG 1 – wykazujące znaczny stopień deformacji tektonicznych – mogą reprezentować ludford lub nawet przydół (zob. Podhalańska, 2011).

3.3. BLOK ŁYSOGÓRSKI

Blok łysogórski obejmuje północną część Gór Świętokrzyskich (region łysogórski; łysogórska strefa fałdów wg Żelaźniewicz i in., 2011), rejon Warka-Radom-Ciepielów na północy (zrąb radomsko-kraśnicki), a na SE strefę Biłgoraj-Narol (fig. 6). Skały syluru odłaniają się tylko w łysogórskiej części Gór Świętokrzyskich, natomiast na pozostałym obszarze zostały poznane w otworach wiertniczych (fig. 6).

3.3.1. Region łysogórski Gór Świętokrzyskich (łysogórska strefa fałdów)

Profil syluru w regionie łysogórskim jest złożony z mułowców łastrych i iłowców landoweru, wenloku i dolnego ludlowu (tradycyjnie określanymi jako łupki graptolitowe), a także mułowców, piaskowców i węglanów występujących w środkowym i górnym ludlowie oraz przydolu (Tomczykowa, Tomczyk, 1981; Modliński, Szymański, 2001; Malec, 2006; Kozłowski, 2008; Kozłowski i in., 2014, literatura tam cytowana). Sukcesja mułowcowo-iłowcowa osiąga miąższość ok. 250 m. W jej spągu są obecne czarne łupki graptolitowe o miąższości nie przekraczającej 6 m, zaliczone do ogniwa ze Zbrzy formacji bardziańskiej (fig. 7; tab. 2; Trela, Salwa, 2007; niższa część dolnych warstw bardziańskiej wg Tomczyka, 1962), które występują tylko w centralnej części regionu łysogórskiego, w rejonie Dębniaka (Czarnecki, 1950; Tomczyk, 1962). Fauna graptolitowa jednoznacznie wskazuje, że łupki te reprezentują piętro rudanu dolnego landoweru i spoczywają w ciągłości sedymentacyjnej na mułowcach piaszczystych i piaskowcach hirnantu formacji z Zalesia (fig. 7; Trela i in., 2016).

Wyższe piętra landoweru (aeron i telich) są udokumentowane w otworach wiertniczych w rejonie Dębniaka (Czarnecki, 1950; Tomczyk, 1962) oraz w otworze wiertniczym Wilków 1 (fig. 6; Tomczykowa, 1968; Deczkowski, Tomczyk, 1969; Trela, 2015; Trela i in., 2016). Są to szarozielone iłowce i mułowce łastry, zaliczone do warstw dębniackich (tab. 2; Tomczyk, 1962), przekładane warstwami czarnych łupków o miąższości od kilku do kilkudziesięciu centymetrów (fig. 7, 8A-D; Trela i in., 2016). Iłowce i mułowce są masywne lub zbioturbowane i wykazują obecność niewielkich struktur biodeformacyjnych (fig. 8A, D) oraz agregatów pirytu. Natomiast

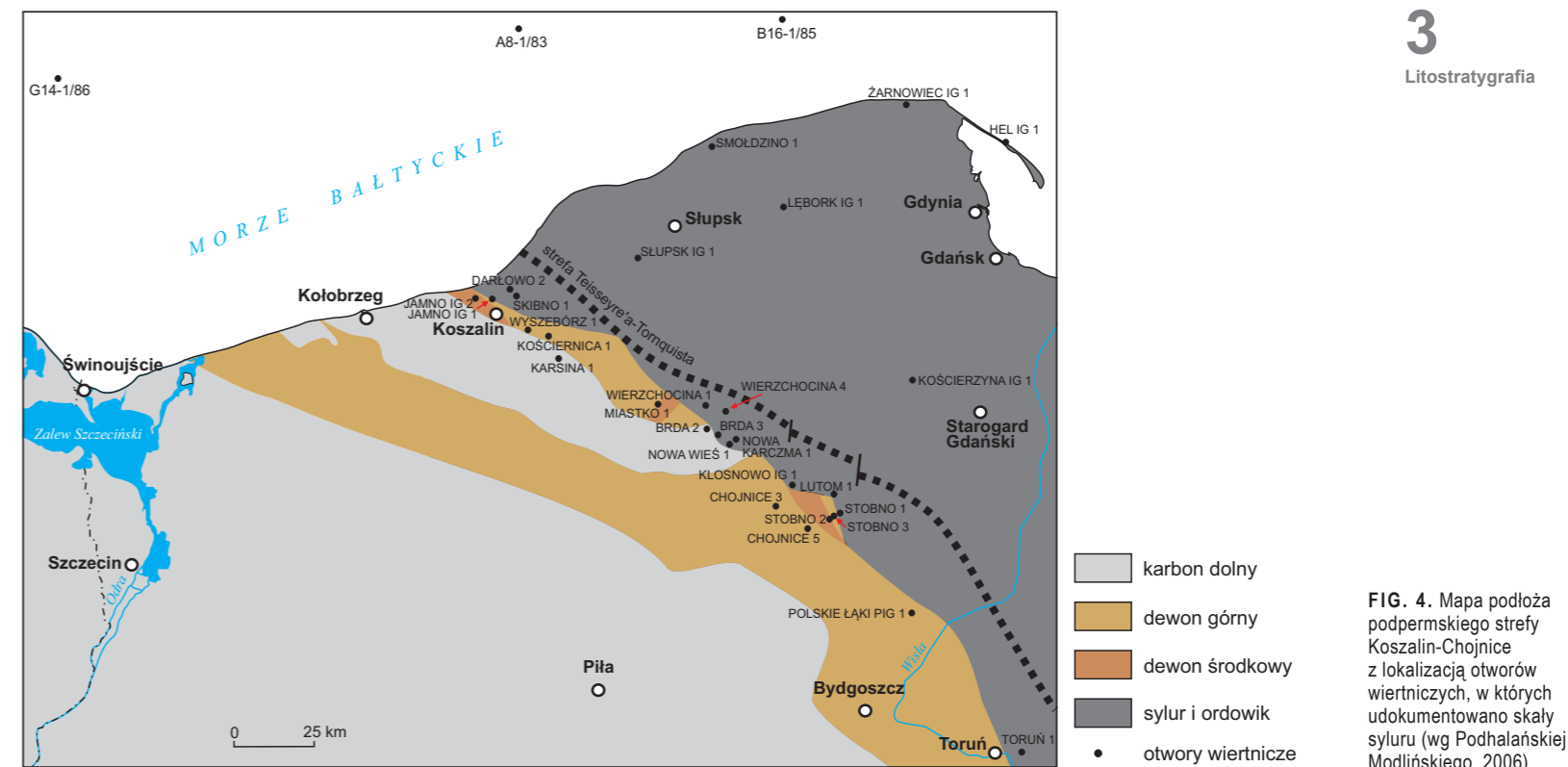


FIG. 4. Mapa podłoża podpermskiego strefy Koszalin-chojnice z lokalizacją otworów wiertniczych, w których udokumentowano skały syluru (wg Podhalańskiej, Modlińskiego, 2006)

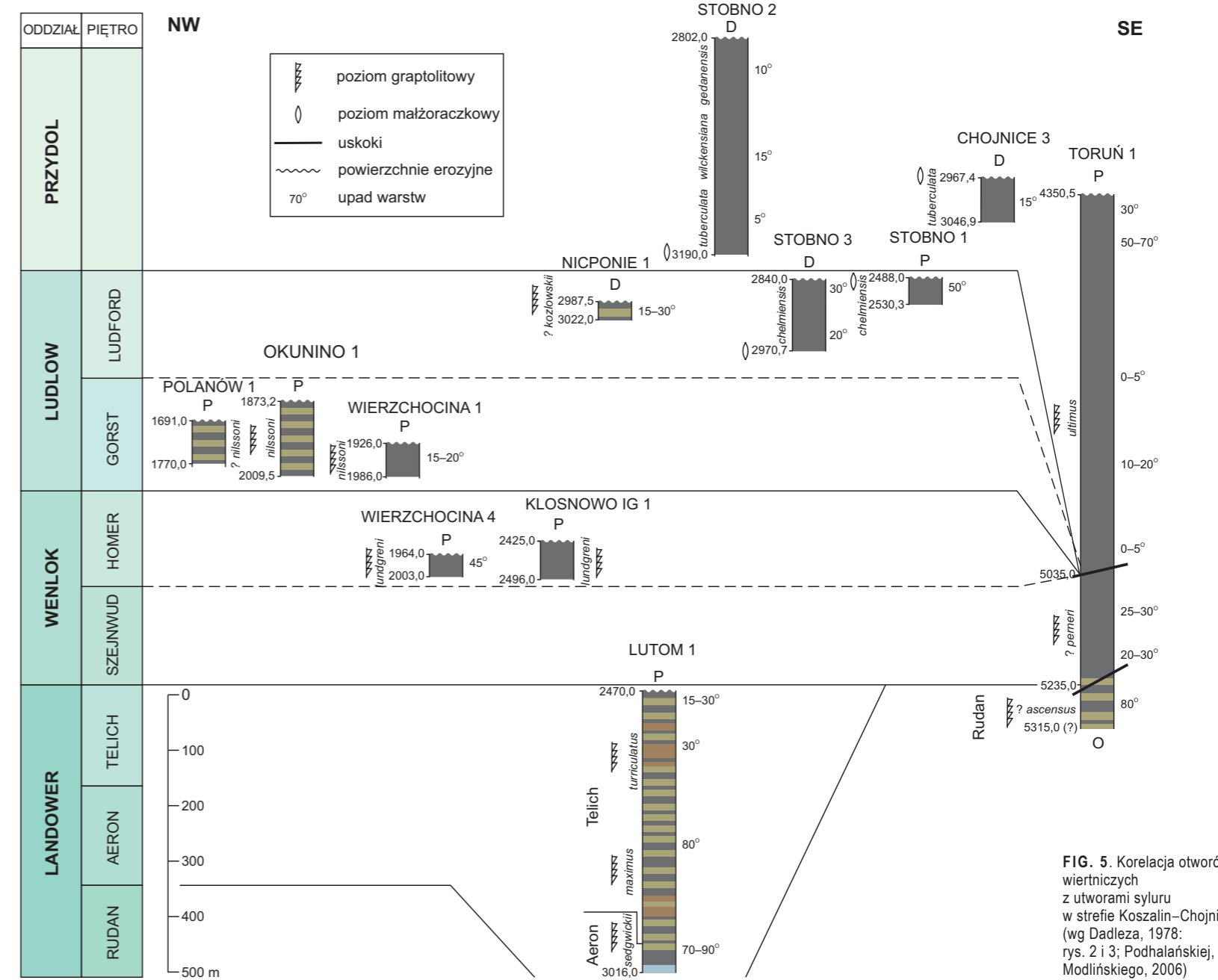
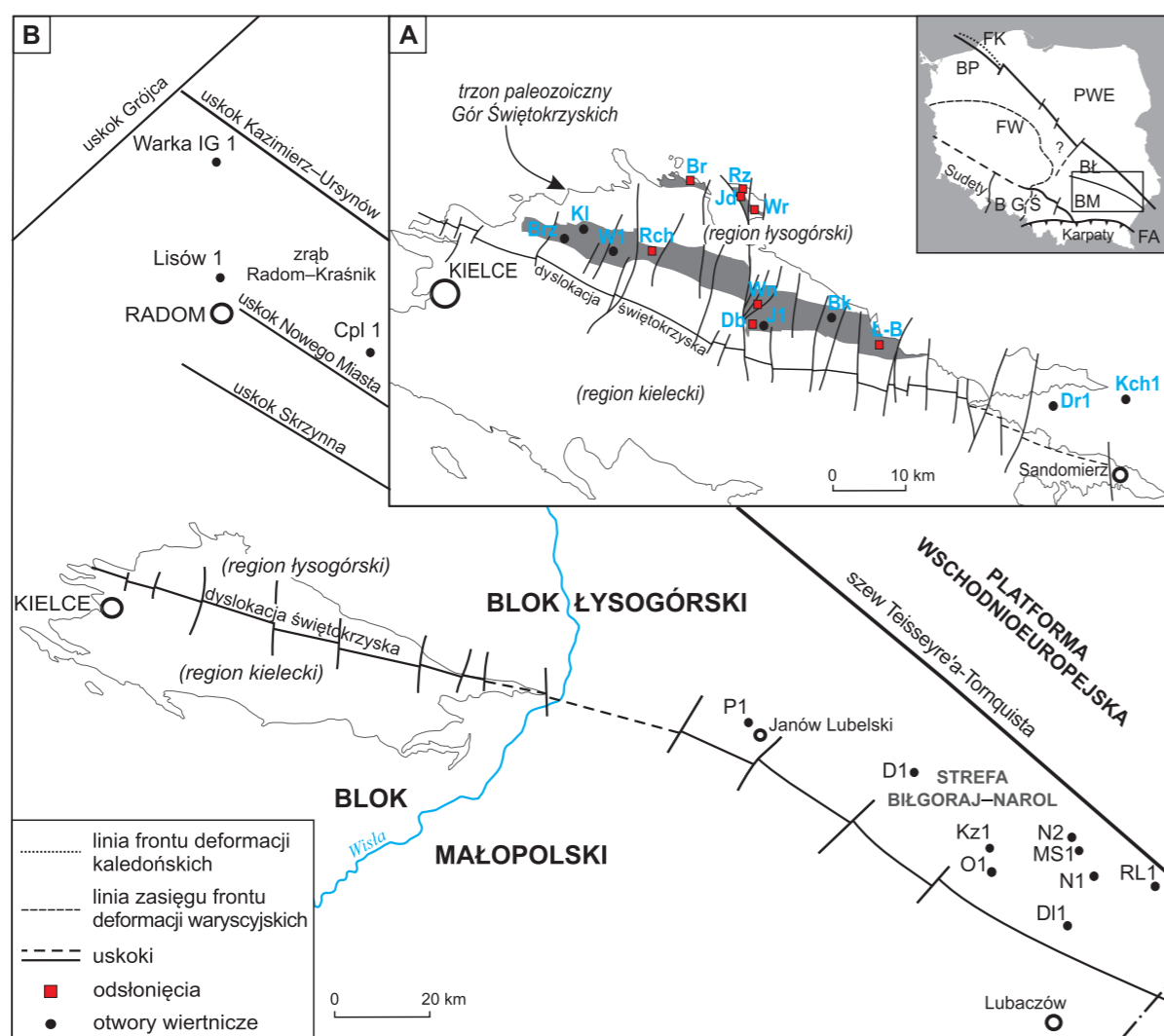


FIG. 5. Korelacja otworów wiertniczych z utworami syluru w strefie Koszalin-chojnice (wg Dadleza, 1978; rys. 2 i 3; Podhalańskiej, Modlińskiego, 2006)

**FIG. 6.** Lokalizacja odsłoneń i otworów wiertniczych z osadami syluru na obszarze bloku łysogórskiego:  
**A** – w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich;  
**B** – w strefach: Warka–Radom–Ciepielów, Biłgoraj–Narol; BGŚ – blok górnośląski, Bk – Bukowiany 1, BL – blok łysogórski, BM – blok małopolski, BP – blok pomorski, Br – Bronkowice, Brz – Brzezinki 1, Cpl1 – Ciepielów IG 1, D1 – Dyle IG 1, Db – Dębniak 1, DI1 – Doliny IG 1, Dr1 – Daromin IG 1, FA – front deformacji alpejskiej, FK – front deformacji kaledońskiej, FW – front deformacji wartyjskiej, J1 – Jeleniów 1, Jd – Jadowniki, Kl – Klonów 1, 2; Kch1 – Kichary 1, Kz1 – Kozaki 1, L-B – Łężyce–Belcz, MS1 – Majdan Sopocki 1, N1 – Narol IG 1, N2 – Narol PIG 2, O1 – Osuchy 1, P1 – Potok IG 1, PWE – platforma wschodnioeuropejska, Rch – Rachtanka, RL1 – Ruda Lubycka 1, Rz – Rzepin, W1 – Wilków 1, Wn – Winnica, Wr – Wydrzysów



ciemne ilowce są delikatnie laminowane (fig. 8B), a niektóre z nich mają masywny charakter ze słabo dostrzegalną bioturbacją. Najczęściej tworzą przewarstwienia w górnej części aeronu (poziom graptolity *Stimulograptus sedgwickii*) oraz telichu (Trela i in., 2016). Lokalnie występują alternacje zielonoszarych i ciemnych ilowców z laminami pyłu kwarcowego oraz cienkimi matami mikrobialnymi wzbogaconymi w piryt framboidalny (fig. 8C).

Czarne mułowce ilaste są dominującą litofacją dolnego wenloku, zwłaszcza dolnego szejnwudu (Trela i in., 2016). Są one dobrze udokumentowane biostratygraficznie w otworach wiertniczych Wilków 1 i Daromin IG 1 (Deczkowski, Tomczyk, 1969; Tomczykowa, Tomczyk, 2000). Należą do łupków ciekockich górnych (tab. 2) i charakteryzują się delikatną laminacją podkreśloną przez laminy i soczewki drobnego pyłu kwarcowego lub detrytusu węglanowego (fig. 8E). Występują także odmiany masywne, które jednak w obserwacjach mikroskopowych ujawniają obecność kryptobioturbacji związanej z aktywnością mejofauny. Zasięg stratygraficzny litofacji ilowcowo-mułowcowej w sukcesji syluru łysogórskiego sięga aż po granicę pięter gorst i ludford, z tym że występują tu przeważnie szare i ciemnoszare osady, a odmiany czarne są obecne tylko w niektórych interwałach. Ta dość monotonna litologicznie sukcesja zawiera przewarstwienia i laminy K-bentonitów, niewielkie konglomeraty węglanowe (fig. 7), a lokalnie nawet skalcytyzowane warstwy radiolarytów. W mułowcach tych występuje liczna fauna graptolitowa – od poziomów *Cyrtograptus purchisoni* po *Saetograptus leintwardinensis* – oraz skamieniałości łodzików i małży (Deczkowski, Tomczyk, 1969; Tomczykowa, Tomczyk, 2000).

W dolnym ludfordzie (być może już w wyższej części poziomu *Saetograptus leintwardinensis*) zaznacza się stopniowy wzrost udziału cienkich przewarstwień mułowców szarogłazowych w sukcesji ilowcowej, które wyżej są zastąpione przez warstwy drobnoziarnistych szarogłazów przekładanych łupkami z nielicznymi graptolitami *Bohemograptus bohemicus* i *Pristiograptus* sp. (Deczkowski, Tomczyk, 1969). Szarogłazy w profilu syluru łysogórskiego stanowią podstawowy litotyp warstw wydrzysowskich dolnego ludfordu (fig. 7; tab. 2; Tomczykowa, Tomczyk, 1981), natomiast w sformalizowanym podziale litostratygraficznym Kozłowski (2008) zostały wyodrębnione jako formacja z Trzcianki w najniższym ludfordzie (tab. 2). Miąższość tej formacji jest szacowana na ok. 500 m, a grubość tworzących ją warstw zmienia się w zakresie 10–30 cm, przeważnie

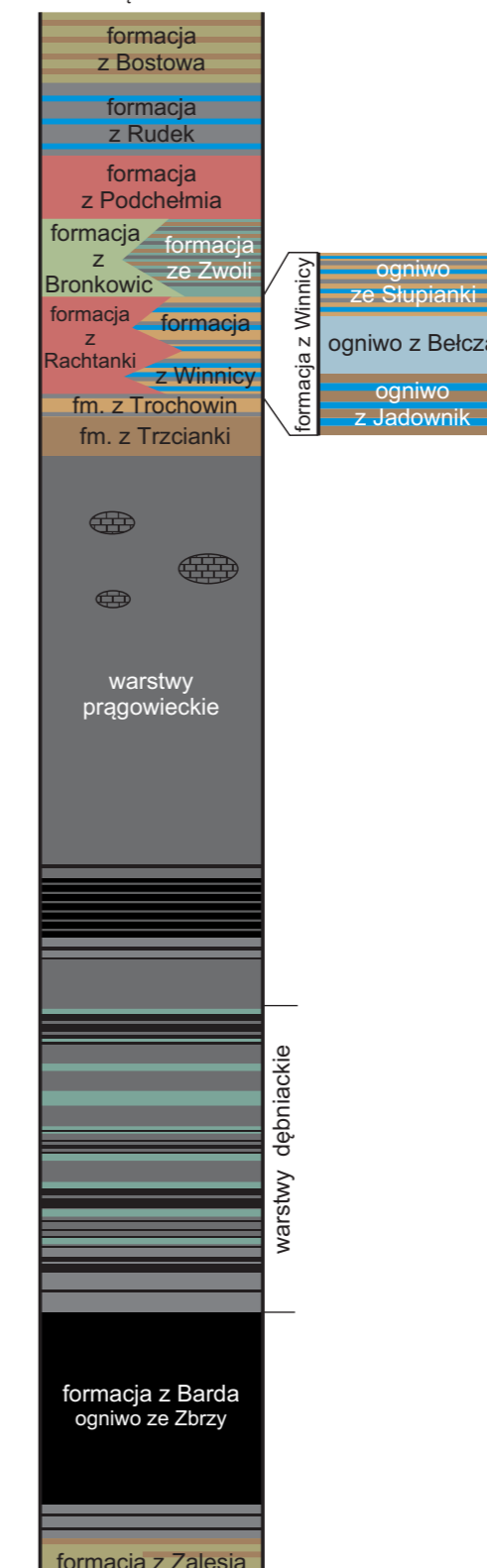
mieści się w przedziale 10–20 cm (Malec, 2006; Kozłowski, 2008). W klasyfikacji petrograficznej szarogłazy syluru łysogórskiego należą do arenitów sublitycznych (podrzędnie litycznych) i wak kwarcowo-litycznych, a w ich składzie ziarnowym obok kwarcu, skałeni i lyszczyków udokumentowano okruszy skał magmowych, głównie wylewnych, ale także głębinowych (Kozłowski i in., 2014). Szarogłazy występują w formie pakietów o miąższości od kilkadziesiąt centymetrów do ponad 1 m, w których szare piaskowce są przekładane cieńszymi warstwami szarych i ciemnoszarych mułowców i ilowców, czasami o zielonożółtym odcieniu. Dolna powierzchnia warstw szarogłazowych jest ostra i wykazuje obecność hieroglifów prądowych. Szarogłazy wykazują obecność uziarnienia frakcjonalnego (fig. 8F; Kozłowski, 2008), które w stropie jest często zastąpione przez laminację poziomą lub warstwowanie przekątne, a niekiedy także konwolutive (fig. 8G; Malec i in., 2016).

Spoczywająca wyżej monotonna sukcesja zielonoszarych i oliwkowych łupków mułowcowo-ilastych została wyodrębniona z górnej części warstw wydrzysowskich jako formacja z Trochowin (fig. 7; tab. 2; Kozłowski, 2008). Jej strop może częściowo odpowiadać dolnym warstwom rzepińskim (*sensu* Tomczykowa, Tomczyk, 1981; Kozłowski, 2008), a lokalnie wykazuje lekko brunatne zabarwienie. W jej obrębie występują także cienkie przewarstwienia drobnoziarnistych piaskowców i pyłowców o grubości od kilku milimetrów do kilku decymetrów, które są bezstrukturalne albo poziomo laminowane. W tych osadach występują fragmenty ramienionogów, głownogów, trylobitów, liliowców, mszywiolów i małżoraczki (Tomczykowa, Tomczyk, 2000; Kozłowski, 2008). Szacunkowa miąższość formacji trochowińskiej nie przekracza 550 m, a jej pozycja w środkowym ludfordzie (poziom *Neocuculograptus kozłowskii*) wynika z położenia między osadami o ustalonej randze stratygraficznej, należącymi do formacji z Trzcianki i formacji z Winnicy (fig. 7; tab. 2; Kozłowski, 2008; Kozłowski, Munnecke, 2010).

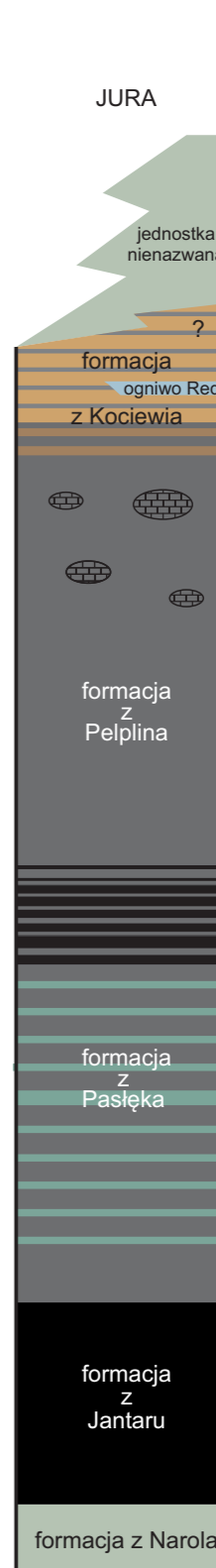
Przejście od środkowego ludfordu do najniższego przydolu w regionie łysogórskim charakteryzuje się istotną zmianą fałdą przejawiającą się obecnością wapieni i margli, które tworzą przewarstwienia w osadach klastycznych (ilowcach, mułowcach, piaskowcach i pyłowcach) formacji z Winnicy (fig. 7; tab. 2; Kozłowski, 2008). Formacja ta występuje w centralnej i wschodniej części regionu łysogórskiego, a jej miąższość wynosi ok. 80–100 m. W profilu stratotypowym (Rzepin) została podzielona na trzy ogniwa: pia-

CHRONOSTRATYGRAFIA		POZIOMY GRAPTOLITOWE (Melchin i in., 2012)
DEWON DOLNY	LOCHKOW	
	PRZYDOL	<i>Monograptus transgrediens</i> <i>Monograptus perneri</i> <i>Monograptus bouceki</i> <i>Neocolonograptus lochkovensis</i> <i>Neocolonograptus ultimus</i> <i>Neocolonograptus parultimus</i>
LUDLOW	LUDFORD	<i>Monograptus formosus</i> <i>Neocuculograptus kozłowskii</i> <i>Polonograptus podoliensis</i> <i>Bohemograptus</i> <i>Saetograptus leintwardinensis</i> <i>Saetograptus linearis</i>
	GORST	<i>Lobograptus scanicus</i> <i>Neodiversograptus nilssoni</i>
WENLOK	HOMER	<i>Colonograptus ludensis</i> <i>Colonograptus deubeli</i> <i>Colonograptus praedeubeli</i> <i>Gothograptus nassa</i> <i>Pristiograptus parvus</i> <i>Cyrtograptus lundgreni</i>
	SZEJNWUD	<i>Cyrtograptus rigidus</i> <i>Monograptus belophorus</i> <i>Monograptus antennularis</i> <i>Monograptus riccartonensis</i> <i>Monograptus firmus</i> <i>Cyrtograptus purchisoni</i> <i>Cyrtograptus centrifugus</i>
LANDOWER	TELICH	<i>Cyrtograptus insectus</i> <i>Cyrtograptus lapworthi</i> <i>Oktavites spiralis</i> <i>Monoclimacis crenulata</i> <i>Monoclimacis griestonensis</i> <i>Monograptus crispus</i> <i>Spirograptus turriculatus</i> <i>Spirograptus guerichi</i>
	AERON	<i>Stimulograptus sedgwickii</i> <i>Lituigraptus convolutus</i> <i>Monograptus argenteus</i> <i>Demirastrites pectinatus</i> <i>Demirastrites triangulatus</i>
	RUDAN	<i>Coronograptus cyphus</i> <i>Cystograptus vesiculosus</i> <i>Parakidograptus acuminatus</i> <i>Akidograptus ascensus</i>
ORDOWIK GÓRNY	HIRNANT	<i>Normalograptus persculptus</i>

CHĘŚĆ ŁYSOGÓRSKA GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH



STREFA BIŁGORAJ-NAROL



**FIG. 7.** Schemat litologiczno-stratygraficzny syluru na obszarze bloku łysogórskiego (wg: Tomczyk, 1968; Deczkowski, Tomczyk, 1969; Tomczykowa, Tomczyk, 2000; Kozłowski, 2003, 2008; Malec, 2006; Trela, Salwa, 2007; Podhalańska, Roszkowska-Remin, 2015; Trela i in., 2016); objaśnienia litologii na figurze 2

skowców i wapieni oolitowych z Jadownik, mułowców i margli z Belcza oraz ilowców, mułowców, pyłowców i wapieni Stupianki (fig. 7; tab. 2; Kozłowski, 2008). W ogniwie jadownikim dominują szarozółte piaskowce i piaskowce węglanowe przekładane grubymi warstwami wapieni ooidowych z charakterystycznymi wczesnodia-genetycznymi cementami kalcytowymi (grawitacyjnymi i izopachowymi) oraz licznymi intraklastami (Kozłowski, 2003). Lokalnie zawierają bogaty zestaw skamieniałości: ramienionogów, liliowców, małżoraczek, ślimaków, trylobitów, mszywiolów, a nawet nieliczne koralowce *Tabulata* (Kozłowski, 2003, 2008). Występujące wyżej mułowce ogniwa z Belcza zawierają pojedyncze przewarstwienia margli i wapieni z małżoraczkami (leperdyce), ramienionogami oraz szczątkami ryb i wielkoraków. W węglanach tego ogniwa udokumentowano maksymalną wartość  $\delta^{13}C = 8,9\%$  będącą zapisem zdarzenia z Lau w sylurze świętokrzyskim (Kozłowski, Munnecke, 2010). Zalegająca wyżej sukcesja ilasto-mułowcowo-wapienna ogniwa Stupianki (o miąższości 35–70 m) jest złożona ze splyca-

jących się ku górze cykli depozycyjnych, u podstawy których występują zielone łupki z liczną fauną (małży, ramienionogów, trylobitów i liliowców), zastąpione wyżej przez mułowce i pyłowce z przewarstwieńiami margli i wapieni z onkoidami oraz szczątkami małżoraczek, ramienionogów, tabulatów, stromatoporooidów, trylobitów, mszywiolów, małży i ślimaków (Kozłowski, Munnecke, 2010). W osadach tych zidentyfikowano fragmenty roślin typu *Cooksonia* (Bodzioch i in., 2003).

Ekwiwalentem formacji winnickiej w zachodniej części regionu łysogórskiego są czerwone mułowce formacji z Rachtanki (fig. 7; tab. 2), które na ogół są masywne, pozbawione fauny, lokalnie zawierają rozproszone intraklasty i przewarstwienia brunatnozielonych piaskowców (Kozłowski, 2008). Miąższość tej formacji zmienia się od ok. 30 m w rejonie Nowej Słupi (Winnica) do 100–200 m na zachodzie w okolicach Rachtanki. Z braku danych paleontologicznych, pozycja stratygraficzna mułowców z Rachtanki

TAB. 2. Litostratygrafia syluru w Górach Świętokrzyskich (na podstawie: Tomczyk, 1962, 1968; Deczkowski, Tomczyk, 1969; Kozłowski, 2003, 2008; Trela, Salwa, 2007)

Formacja radiolarytów i łupków krzemionkowych z Barda	
Występowanie	SW i południowa część regionu kieleckiego (Zbrza, rejon Zalesia) oraz rejon Dębniaka w regionie łysogórskim w Górach Świętokrzyskich
Litologia	czarne i ciemnoszare ilowce, łupki krzemionkowe z cienkimi przewarstwieniami czarnych radiolarytów. Formacja podzielona na ognia: 1) radiolarytów z Rembowa, 2) ilowców i łupków krzemionkowych ze Zbrzy
Miaższość	12–20 m
Stratotyp/obszar typowy	patrz ogniwo z Rembowa i ogniwo z Zbrzy
Biostratygrafia	patrz ogniwo z Rembowa i ogniwo z Zbrzy
Chronostratygrafia	dolny landower (rudan)
Historia badań	litostratygrafia, biostratygrafia i środowiska depozycji: Tomczyk (1961, 1981); Bednarczyk, Tomczyk (1981); Tomczykowa, Tomczyk (1981); Modliński, Szymański (2001); Masiak i in. (2003); Kremer, Kaźmierczak (2005); Malec (2006); Trela, Salwa (2007); Hounslow i in. (2021a), literatura tam cytowana
Ekwiwalenty	formacja z Jantaru na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej; ekwiwalentem tej formacji w nieformalnym podziale litostratygraficznym Tomczyka (1962) są warstwy bardziańskie dolne i warstwy zbrzańskie dolne
Ogniwo radiolarytów z Rembowa	
Występowanie	południowa część regionu kieleckiego w rejonie Zalesia (synklina bardziańska)
Litologia	cienkowarstwiane czarne radiolaryty i łupki krzemionkowe z fauną graptolitów. Spąg ogniwa tworzą szarobieżne ilowce o miaższości ok. 80 cm z ciemnymi laminami i cienkimi przewarstwieniami radiolarytów
Miaższość	ok. 6 m
Stratotyp/obszar typowy	odsłonięcie naturalne pod nazwą Bardo Stawy między Zalesiem a Bardem, na południe od Łagowa
Biostratygrafia	graptolity poziomów <i>Metabolograptus persculptus</i> , <i>Akidograptus ascensus</i> /Parakidograptus. <i>acuminatus</i> i ?dolny <i>Cystograptus vesiculosus</i>
Chronostratygrafia	górnym himant–dolny rudan (ordowik górny–dolny landower)
Ekwiwalenty	dolna część formacji z Jantaru na platformie wschodnioeuropejskiej
Ogniwo łupków krzemionkowych ze Zbrzy	
Występowanie	południowa i SW część regionu kieleckiego w rejonie Zalesia (synklina bardziańska) i Zbrzy oraz rejon Dębniaka w regionie łysogórskim
Litologia	czarne i ciemnoszare ilowce i łupki krzemionkowe
Miaższość	6–20 m
Stratotyp/obszar typowy	stratotyp: odsłonięcie naturalne pod nazwą Bardo Stawy między Zalesiem a Bardem, na południe od Łagowa; hipostatotyp: wychodnie na polach wsi Zbrza, znajdującej się około 16 km na południe od Kielc
Biostratygrafia	poziomy graptolity: <i>Cystograptus vesiculosus</i> , <i>Coronograptus cyphus</i> i ? <i>Demirastrites triangulatus</i>
Chronostratygrafia	górnym rudan–najniższy aeron (dolny i częściowo środkowy landower)
Ekwiwalenty	górną część formacji z Jantaru na platformie wschodnioeuropejskiej
Formacja szarogłazów z Trzcianki	
Występowanie	region łysogórski Gór Świętokrzyskich
Litologia	szarogłazy drobnoziarniste (arenity sublityczne, arenity lityczne i waki lityczne) wykazujące obecność uziarnienia frakcyjnego przewarstwiane ilowcami, łupkami i mulowcami ilastymi, przeważnie żółtawo-brązowe, ale także szarozielone
Miaższość	ok. 500 m
Stratotyp/obszar typowy	stratotyp: otwór wiertniczy Wilków 1 (głęb. 8,0 – 308,0 m)
Biostratygrafia	poziom <i>Bohemograptus bohemicus</i> (?wyższa część poziomu graptolitowego <i>Saetograptus leintwardinensis</i> )
Chronostratygrafia	środkowy ludlow (dolny ludford)
Historia badań	litostratygrafia, biostratygrafia i środowiska depozycji: Deczkowski, Tomczyk (1969); Modliński, Szymański (2001); Malec (2006); Kozłowski (2008), literatura tam cytowana
Ekwiwalenty	warstwy niewachlowskie w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich i częściowo formacja z Kociewia na platformie wschodnioeuropejskiej
Formacja łupków ilasto-mulowcowych z Trochowin	
Występowanie	region łysogórski Gór Świętokrzyskich
Litologia	oliwkowozielone ilowce i łupki z przewarstwieniami cienkolawicowych pyłowców i drobnoziarnistych piaskowców
Miaższość	ok. 550 m
Stratotyp/obszar typowy	stratotyp: lewy brzeg rzeki Pokrzywianki w miejscowości Trochowiny (na NW od mostu)
Biostratygrafia	brak; prawdopodobnie poziom graptolitowy <i>Neocuculograptus kozłowski</i>
Chronostratygrafia	górnym ludlow (środkowy ludford)
Historia badań	litostratygrafia, biostratygrafia i środowiska depozycji: Deczkowski, Tomczyk (1969); Modliński, Szymański (2001); Malec (2006); Kozłowski (2008); literatura tam cytowana
Ekwiwalenty	warstwy kieleckie w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich; górnoludłowska część formacji z Kociewia na platformie wschodnioeuropejskiej
Uwagi	we wcześniejszych opracowaniach osady tej formacji występują pod nazwą warstw wydrowskich (formacja obejmuje ich wyższą część)
Ogniwo piaskowców i łupków z Brogowca	
Występowanie	centralna i zachodnia część regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich
Litologia	oliwkowozielone łupki ilasto-mulowate z przewarstwieniami grubolawicowych piaskowców drobnoziarnistych
Miaższość	ok. 50 m
Stratotyp/obszar typowy	stratotyp: kamieniołom w pobliżu wsi Brogowiec
Biostratygrafia	brak
Chronostratygrafia	patrz formacja z Trochowin
Formacja czerwonych mulowców i piaskowców z Rachtanki	
Występowanie	region łysogórski Gór Świętokrzyskich
Litologia	czerwone mulowce z nielicznymi przewarstwieniami piaskowców
Miaższość	100–200 m na zachodzie, w centrum około 30 m, na wschodzie nie występuje
Stratotyp/obszar typowy	naturalna wychodnia na południowym zboczu Miejskiej Góry, na południe od Bodzentyna
Biostratygrafia	brak
Chronostratygrafia	górnym ludlow (górnym ludford) –dolny przydol
Historia badań	zob. Kozłowski (2008)
Ekwiwalenty	brak
Formacja mulowców i margli z Winnicy	
Występowanie	centralna i wschodnia część regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich
Litologia	mulowce, łupki ilasto-mulowcowe, pyłowce, drobnoziarniste piaskowce, margle i wapienie; przeważnie oliwkowo-zielone, lokalnie także brunatno-czerwone. Formacja podzielona na ognia: 1) piaskowców i wapieni oolitowych z Jadownik, 2) mulowców i margli z Belcza, 3) ilowców, mulowców, pyłowców i wapieni Słupianki (Kozłowski, 2008)

TAB. 2. cd.

Miaższość	80–100 m w części centralnej; na wschodzie ok. 50 m, na zachodzie nie występuje
Stratotyp/obszar typowy	stratotyp: odsłonięcie naturalne w miejscowości Rzepin I, ok. 7 km na południe od Starachowic, w dolinie uchodzącej do Świśliny między Jadownikami Dolnymi a Rzepin-Kolonią
Biostratygrafia	zespół faunistyczny złożony z ramienionogów, trylobitów, małżoraczków, liliowców, ślimaków
Chronostratygrafia	górnym ludlow (górnym ludford) – dolny przydol
Historia badań	litostratygrafia, biostratygrafia i środowiska depozycji: Modliński, Szymański (2001); Malec (2006); Kozłowski (2003, 2008); Kozłowski, Munnecke (2010); literatura tam cytowana
Ekwiwalenty	brak
Ogniwo piaskowców i wapieni oolitowych z Jadownik	
Występowanie	region łysogórski Gór Świętokrzyskich
Litologia	szare i żółtoszare piaskowce, piaskowce węglanowe i wapienie piaszczyste z ooidami
Miaższość	ok. 10 m
Stratotyp/obszar typowy	stratotyp: odsłonięcia naturalne w miejscowościach: Winnica; Rzepin I; Belcz
Chronostratygrafia	górnym ludford
Ogniwo mulowców i margli z Belcza	
Występowanie	region łysogórski Gór Świętokrzyskich
Litologia	mulowce, margle, wapienie z liczną fauną małżoraczków i ramienionogów
Miaższość	ok. 20 m
Stratotyp/obszar typowy	stratotyp: odsłonięcie naturalne w miejscowości Rzepin I; patrz formacja z Winnicy
Chronostratygrafia	górnym ludford/dolnym przydol
Ogniwo ilowców, mulowców, pyłowców i wapieni Słupianki	
Występowanie	region łysogórski Gór Świętokrzyskich
Litologia	ilowce, mulowce i pyłowce z przewarstwieniami margli i wapieni marglistych z liczną fauną
Miaższość	30–70 m
Stratotyp/obszar typowy	stratotyp: odsłonięcie we wsi Winnica na NE od Nowej Słupi
Chronostratygrafia	górnym ludford/dolnym przydol
Formacja piaskowców i łupków z Bronkowic	
Występowanie	region łysogórski Gór Świętokrzyskich
Litologia	zielone i brunatnoczerwone łupki ilaste z przewarstwieniami piaskowców i pyłowców, częściowo węglanowymi
Miaższość	ok. 100 m
Stratotyp/obszar typowy	odsłonięcie w leśnej dolinie na zachód od wsi Bronkowice
Biostratygrafia	trylobity <i>Acaste dayiana</i>
Chronostratygrafia	środkowy przydol
Historia badań	litostratygrafia, biostratygrafia i środowiska depozycji: Modliński, Szymański (2001); Malec (2006); Kozłowski (2008), literatura tam cytowana
Uwagi	we wcześniejszym podziale syluru łysogórskiego zaliczane do warstw rzepińskich
Formacja łupków ilastych i piaskowców ze Zwoli	
Występowanie	centralna i wschodnia część regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich
Litologia	oliwkowozielone ilowce i łupki ilaste z laminami jasnych mulowców oraz liczną fauną (małże, ślimaki, trylobity, łodziki, ramienionogi, małżoraczkę i pojedyncze graptolity)
Miaższość	ok. 100 m, lokalnie nawet 180 m.
Stratotyp/obszar typowy	stratotyp: wschodni i NE skłon doliny Dobruchny k. Nowej Słupi
Biostratygrafia	trylobity <i>Acaste dayiana</i> ; graptolity <i>Istrograptus ex gr. transgrediens</i> (? <i>Istrograptus samsonowiczii</i> – <i>Istrograptus chelmiensis</i> )
Chronostratygrafia	?środkowy przydol
Historia badań	litostratygrafia, biostratygrafia i środowiska depozycji: Modliński, Szymański (2001); Malec (2006); Kozłowski (2008), literatura tam cytowana
Ekwiwalenty	brak
Uwagi	we wcześniejszych opracowaniach osady tej formacji występują pod nazwą górnych warstw rzepińskich
Formacja piaskowców i mulowców z Podchelmia	
Występowanie	region łysogórski Gór Świętokrzyskich
Litologia	czerwone i brunatnozielone ilowce z przewarstwieniami piaskowców
Miaższość	ok. 300 m
Stratotyp/obszar typowy	stratotyp: otwory wiertnicze Klonów IG 1 i Klonów IG 2
Biostratygrafia	brak
Chronostratygrafia	górnym przydol
Historia badań	litostratygrafia i środowiska depozycji: Kowalczewski i in. (1998); Malec (1993, 2002, 2006); Kozłowski (2008), literatura tam cytowana
Ekwiwalenty	we wcześniejszych opracowaniach osady tej formacji występują pod nazwą warstw klonowskich
Formacja łupków ilastych z Rudek	
Występowanie	region łysogórski Gór Świętokrzyskich
Litologia	szare łupki ilaste z nielicznymi przewarstwieniami wapieni krynowidowych i drobnoziarnistych piaskowców, z liczną fauną (małże, łodziki, szkarłupnie i ramienionogi)
Miaższość	ok. 350 m
Stratotyp/obszar typowy	stratotyp: odsłonięcie powierzchniowe w kopalni „Staszic” we wsi Rudki
Biostratygrafia	w spagu liliowce <i>Scyphocrinus</i> sp. a w stropie graptolity poziomu <i>Monograptus uniformis</i>
Chronostratygrafia	górnym przydol–najniższy lochkow (sylur/dewon)
Historia badań	litostratygrafia i biostratygrafia: Malec (2006); Kozłowski (2008), literatura tam cytowana
Ekwiwalenty	we wcześniejszym podziale syluru łysogórskiego zaliczane do górnych warstw rzepińskich i dolnych warstw bostowskich
Nieformalne jednostki litostratygraficzne (na podstawie Tomczyka, 1962, 1968; Deczkowskiego, Tomczyka, 1969)	
Warstwy bardziańskie dolne/łupki ciekockie dolne/łupki zbrzańskie dolne	
Występowanie	region kielecki i łysogórski Gór Świętokrzyskich
Litologia	czarne, ciemnoszare ilowce i łupki krzemionkowe z cienkimi przewarstwieniami radiolarytów
Miaższość	ok. 15–25 m
Stratotyp/obszar typowy	brak
Biostratygrafia	graptolity poziomów: <i>Parakidograptus acuminatus</i> – <i>Monograptus gregarius</i>

TAB. 2. cd.

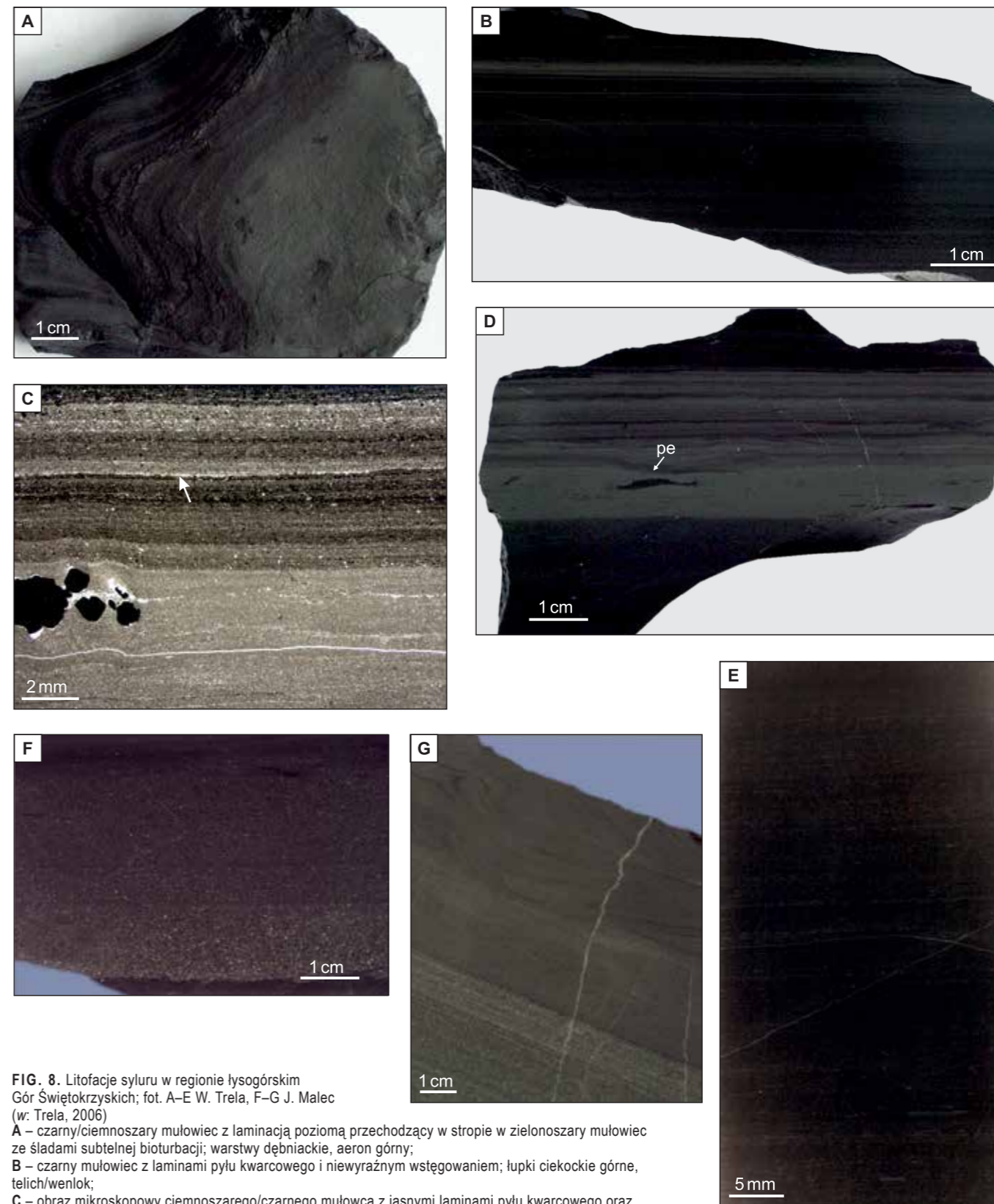
Chronostratygrafia	landower dolny (rudan–dolny/środkowy aeron)
Historia badań	stratygrafia i środowisko depozycji: Tomczyk (1962); Deczkowski, Tomczyk (1969); Modliński, Szymański (2001); Malec (2006); Trela (2015, 2021); Trela i in. (2016), literatura tam cytowana
<b>Warstwy bardziańskie środkowe/warstwy dębniackie</b>	
Występowanie	region kielecki i lysogórski Gór Świętokrzyskich
Litologia	szare i zielonoszare ilowce i mulowce ilaste z przewarstwieniami czarnych łupków
Mięszość	ok. 20–40 m
Stratotyp/obszar typowy	brak
Biostratygrafia	graptolity poziomów: <i>Litograptus convolutus</i> – <i>Oktavites spiralis</i> : Tomczyk (1962, 1968); Bednarczyk, Tomczyk (1981)
Chronostratygrafia	środkowy–górnym landower (górnym aeron–telich)
Historia badań	stratygrafia i środowisko depozycji: Tomczyk (1962); Deczkowski, Tomczyk (1969); Modliński, Szymański (2001); Malec (2006); Trela (2015); Trela i in. (2016), literatura tam cytowana
<b>Warstwy bardziańskie górne/lupki ciekockie górne</b>	
Występowanie	region kielecki i lysogórski Gór Świętokrzyskich
Litologia	czarne i ciemnoszare ilowce, mulowce ilaste i łupki z cienkimi przewarstwieniami bentonitów i koncentracjami węglanowymi
Mięszość	ok. 60–80 m
Stratotyp/obszar typowy	brak
Biostratygrafia	graptolity poziomów: <i>Cyrtograptus insectus</i> – <i>Testograptus testis</i> / <i>Cyrtograptus lundgreni</i>
Chronostratygrafia	najwyższy telich–środkowy wenlok
Historia badań	stratygrafia i środowisko depozycji: Tomczyk (1962); Deczkowski, Tomczyk (1969); Modliński, Szymański (2001); Malec (2006); Trela (2015); Trela i in. (2016); Smolarek i in. (2016), literatura tam cytowana
<b>Warstwy pragowieckie/lupki wilkowskie</b>	
Występowanie	region kielecki i lysogórski Gór Świętokrzyskich
Litologia	szare ilowce i łupki ilaste z przewarstwieniami bentonitów i koncentracjami węglanowymi
Mięszość	mniej niż 100 m
Stratotyp/obszar typowy	brak
Biostratygrafia	graptolity poziomów: <i>Gothograptus nassa</i> – <i>Saetograptus leintwardinensis</i>
Chronostratygrafia	górnym wenlok–dolnym ludlow (górnym homer–górnym dolnym ludford)
Historia badań	litostratygrafia i biostratygrafia: Tomczyk (1954, 1962, 1968); Deczkowski, Tomczyk (1969); Tomczykowa, Tomczyk (1981, 2000); Modliński, Szymański (2001); Malec (2006); Radzevičius (2006); Masiak (2010); Radzevičius i in. (2019), literatura tam cytowana
<b>Szarogłazy niewachlowskie</b>	
Występowanie	region kielecki Gór Świętokrzyskich
Litologia	średnio- i gruboziarniste piaskowce szarogłazowe, lokalnie zlepione, z przewarstwieniami ilowców i mulowców. Mięszość warstw piaskowców jest zmienna; przeważają grube ławice od 30 cm do nawet 200 cm, chociaż obecne są także warstwy cienkie.
Mięszość	maksymalnie 500 m
Stratotyp/obszar typowy	brak
Biostratygrafia	graptolity poziomu <i>Bohemograptus praecornutus</i>
Chronostratygrafia	środkowy ludlow (dolny ludford)
Historia badań	litostratygrafia, biostratygrafia, petrografia i środowisko depozycji: Tomczyk (1954, 1962, 1968); Tomczykowa, Tomczyk (1981); Przybyłowicz, Stupnicka (1989); Romanek, Rup (1989); Migaszewski (1998); Kozłowski, Tomczykowa (1999); Modliński, Szymański (2001); Kozłowski (2004); Malec (2006); Kozłowski i in. (2014); Malec i in. (2016), literatura tam cytowana
<b>Warstwy kieleckie/warstwy z Lipniczka</b>	
Występowanie	region kielecki Gór Świętokrzyskich
Litologia	ilowce i mulowce z przewarstwieniami cienkolawicowymi i drobnoziarnistymi piaskowcami, lokalnie wapienistymi, sporadycznie występują warstwy grubsze
Mięszość	ok. 500 m
Stratotyp/obszar typowy	brak
Biostratygrafia	graptolity <i>Pristiograptus dubius fragmentalis</i>
Chronostratygrafia	górnym ludlow
Historia badań	litostratygrafia i biostratygrafia: Malec (1993, 2001, 2006); Modliński, Szymański (2001); Kozłowski (2008), literatura tam cytowana
<b>Zlepieniec miedzianogórski</b>	
Występowanie	NW część regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich
Litologia	zlepieniec o zwartym szkieletie ziarnowym, zbudowany z otoczków piaskowców kwarcytowych (o zróżnicowanej wielkości, nawet do kilkunastu cm średnicy), które są spójne materiałem piaskowcowo-mulowcowym. W niektórych otworach wiertniczych otoczek występują luzem
Mięszość	od 1 m w profilu Gruchawka do ponad 100 m w rejonie Porzecca
Stratotyp/obszar typowy	brak
Biostratygrafia	brak
Chronostratygrafia	górnym ludlow (górnym ludford)–?dolnym przydoł
Historia badań	stratygrafia i środowisko depozycji: Czarnocki (1937); Malec (1993, 2001, 2006); Kowalczewski i in. (1998), literatura tam cytowana

w środkowym ludfordzie – najniższym przydołu została ustalona na podstawie relacji przestrzennych z sąsiednimi jednostkami litostratygraficznymi (Kozłowski, 2008). Na zachodzie spoczywają one na ilowcach formacji trochowińskiej, na wschodzie przewarstwiają się z osadami ogniwa bełczańskiego, a w stropie kontaktują z utworami dolnego przydołu formacji z Bronkowic lub formacji z Winnej (fig. 7; tab. 2; Kozłowski, 2008).

Wyższa część profilu sylurskiego w regionie lysogórskim, odpowiadająca środkowej części piętra przydołu, jest złożona z szarozielonych łupków ilastych i ilowców z przewarstwieniami piaskowców, które tworzą sukcesję o miąższości 100–150 m. W części zachodniej i centralnej osady te mają czerwonobrunatny odcień i zostały

wyodrębnione jako formacja z Bronkowic, natomiast na wschodzie jej ekwiwalentem stratygraficznym jest formacja ze Zwoli (fig. 7; tab. 2; Kozłowski, 2008). W tej ostatniej występuje bogaty zespół faunistyczny złożony z małży cienkoskorupowych, głowonogów, ślimaków, ramienionogów, trylobitów (*Acaste dayiana*, takson obecny także w formacji bronkowickiej), małżoraczków, liliowców i wielkoraków. Nielicznie są reprezentowane graptolity, a wśród nich na uwagę zasługuje *Istrograptus ex gr. transgrediens* (Kozłowski, 2008).

Profil syluru lysogórskiego kończą czerwonobrunatne mulowce i piaskowce, miejscami z zielonoszarymi przebarwieniami, tradycyjnie zaliczane do warstw klonowskich (Czarnocki, 1937; Kowal-



**FIG. 8.** Litofacje syluru w regionie lysogórskim Gór Świętokrzyskich; fot. A–E W. Trela, F–G J. Malec (w: Trela, 2006)  
**A** – czarny/ciemnoszary mulowiec z laminacją poziomą przechodzący w stropie w zielonoszary mulowiec ze śladami subtelnej bioturbacji; warstwy dębniackie, aeron górny;  
**B** – czarny mulowiec z laminami pyłu kwarcowego i niewyraźnym wstęgowaniem; łupki ciekockie górne, telich/wenlok;  
**C** – obraz mikroskopowy ciemnoszarego/czarnego mulowca z jasnymi laminami pyłu kwarcowego oraz laminacją mikrobiąlną wzbogaconą w materię organiczną; poniżej zbioturbowany pyłowiec z koncentracjami piritowymi (pseudomorfozy po barycie?), warstwy dębniackie, aeron górny;  
**D** – cienka warstwa szarozielonego mulowca ilastego między warstwami ciemnych ilowców; łupki ciekockie górne, dolny wenlok. Widoczna niewielka powierzchnia erozyjna (pe) oraz oznaki subtelnej bioturbacji osadu;  
**E** – mulowiec z subtelną laminacją soczewkową i drobnymi klastami mulowymi; łupki ciekockie górne, wenlok górny;  
**F** – piaskowiec szarogłazowy z normalnym uziarnieniem frakcjonalnym; warstwy wydrzowskie (formacja z Trzcianki), środkowy ludlow (dolny ludford);  
**G** – piaskowiec drobnoziarnisty z laminacją poziomą przykrytą pyłowcem z subtelną laminacją i deformacjami plastycznymi (warstwowanie konwolutive); warstwy wydrzowskie (formacja z Trzcianki), środkowy ludlow (dolny ludford)

czewski i in., 1998, literatura tam cytowana), które w schemacie litostratygraficznym Kozłowskiego (2008) występują pod nazwą formacji z Podchelmia (fig. 7; tab. 2). Zdaniem Kowalczewskiego i in. (1998) osady te osiagają miąższość ok. 600 m w zachodniej części regionu lysogórskiego, natomiast według Kozłowskiego (2008) nie więcej niż 300 m. Reprezentują górny przydoł, chociaż zespół palinomorfu zidentyfikowany przez E. Turnau (w: Kowalczewski, Turnau, 1997; zob. Kowalczewski i in., 1998) wskazuje, że zasięg stratygraficzny warstw klonowskich może obejmować także spąg dewonu.

Granica syluru z dewonem w schemacie litostratygraficznym Kozłowskiego (2008) znajduje się w obrębie zielonoszarych łupków ilastych formacji z Rudek (fig. 7; tab. 2). Ta monotonna litologicznie sukcesja, o miąższości ok. 350 m, jest przewarstwiana nielicznymi wapieniami liliowcowymi i drobnoziarnistymi piaskowcami. Jej pozycja stratygraficzna jest oparta na mocnych podstawach biostratygraficznych, a mianowicie obecności w dolnej części liliowca *Scyphocrinus* sp., wyznaczającego strop przydołu (Kozłowski, 2008), a wyżej dewońskich graptolitów indeksowych poziomu *Monograptus uniformis* dolnego lochkowu (Porębska, 2003).

3.3.2. Strefa Biłgoraj–Narol

Sylur w strefie Biłgoraj–Narol został szczegółowo rozpoznany w otworach wiertniczych Doliny 1, Narol IG 1, Narol PIG 2, Potok IG 1, Majdan Sopocki 1 oraz Ruda Lubycka 1 (fig. 6; Tomczyk, 1962; Podhalańska, 2015a, 2018; Podhalańska, Roszkowska-Remin, 2015). Najstarszymi osadami systemu sylurskiego są czarne, bitumiczne iłowce o miąższości ok. 16 m, reprezentujące piętro rudan i prawdopodobnie najniższy aeron (Podhalańska, 2015a, 2018; Podhalańska, Roszkowska-Remin, 2015). Są to iłowce laminowane, częściowo złupkowacone, niekiedy pylaste, które w architekturze stratygraficzno-facjalnej syluru strefy Biłgoraj–Narol zajmują podobne położenie jak formacja z Jantar (fig. 7) na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej oraz ogniwo ze Zbrzy w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich. Wyższy landower jest złożony z szarych i ciemnoszarych iłowców i łupków ilastych, które występują naprzemiennie z szarzielonymi, częściowo węglanowymi, mułowcami i iłowcami. Proporcje między tymi odmiennymi kolorystycznie, ale podobnymi litologicznie osadami jest zmienna, a ich całkowita miąższość nie przekracza 40 m. W ciemnoszarych i szarych iłowcach zidentyfikowano liczne graptolity typowe dla pięter aeron i telich (Tomczyk, 1962; Podhalańska, Roszkowska-Remin, 2015). Wykształcenie litologiczne i pozycja stratygraficzna wskazują, że mułowce te są ekwiwalentami formacji z Pasłęka (fig. 7), występującej na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej (zob. Podhalańska, 2015b; Porębski, Podhalańska, 2019) oraz warstw dębnińskich w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich (Tomczyk, 1962; Tomczykowa, Tomczyk, 1981).

Wenlok oraz dolny ludlow, aż po poziom graptolitowy *Saetograptus leintwardinensis*, jest reprezentowany przez ciemnoszare, czarne i szare mułowce oraz mułowce ilaste (fig. 7), laminowane, które w dolnym szczytnym zawierają nieliczne przewarstwienia zielonoszarych wapieni ilastych lub mułowców wapienistych. Osady te tworzą sukcesję o miąższości 160–200 m, która wykazuje wiele cech wspólnych z iłowcami/mułowcami wenloku i dolnego ludlowu występującymi w Górach Świętokrzyskich oraz na obszarze kratonu wschodnioeuropejskiego (formacja z Pelpina). Ponadto w sukcesji tej odnotowano cienkie warstwy wapieni ilastych, konkretne węglanowe oraz laminy i kilkunantymetrowe przewarstwienia K-bentonitów. W mułowcach występują liczne graptolity reprezentowane przez rodzaje *Monograptus*, *Pristiograptus*, *Cyrtograptus*, *Gothograptus*, *Bohemograptus*, *Neodiversograptus*, *Colonograptus*, także małże (*Cardiola*), głowonogi (*Orthoceras*, *Kionoceras*), ramienionogi i liliowce (Tomczyk, 1962; Podhalańska, Roszkowska-Remin, 2015).

Sukcesja mułowcowa-iłowcowa jest urozmaicona w środkowym ludlowie przez cienkie i liczne przewarstwienia jasnoszarych pyłowców o grubości 2–3 cm, sporadycznie 10 cm, podobnie jak formacja z Kociewia platformy wschodnioeuropejskiej (fig. 7). Pyłowce te są na ogół poziomo laminowane, chociaż niektóre warstwy wykazują obecność warstwowania przekątnego i konwolucyjnego, a nawet drobnych zmarszczek prądowych na powierzchniach stropowych. W niektórych warstwach odnotowano znaczną domieszkę materiału piroklastycznego, lokalnie większy udział łyszczyków, a część z nich wyróżnia się podwyższoną zawartością węgla wapnia. Ponadto materiał piroklastyczny jest obecny w postaci przewarstwień tufitowych o grubości od kilku mm do 10 cm. Facja mułowcowo-pyłowcowa dominuje także w górnym ludlowie i dolnym przydolu, o czym świadczy zapis sedimentacyjny z otworów Narol IG 1, Narol PIG 2 oraz Ruda Lubycka 1 (Tomczyk, 1962; Podhalańska, Roszkowska-Remin, 2015). Miąższość facji mułowcowo-iłowcowej jest szacowana na ok. 620 m. Pozycja stratygraficzna tego interwału została ustalona na podstawie licznie występującej fauny graptolitowej, która w dolnym ludfordzie jest zdominowana przez rodzaje *Pristiograptus* i *Bohemograptus*, a w części odpowiadającej przydolowi przez rodzaje *Pristiograptus* i *Monograptus* (Tomczyk, 1962; Podhalańska, Roszkowska-Remin, 2015). Towarzyszą im także fragmenty małży, głowonogów i węglone szczątki flory. W otworze wiertniczym Narol IG 1 w obrębie sukcesji mułowcowo-iłowcowej są także obecne mułowce i pyłowce wapieniste górneludfordzkiego ogniwa Redy (Podhalańska, Roszkowska-Remin, 2015). Iłowce i łupki przydolu w otworze wiertniczym Ruda Lubycka 1, położonym ok. 15 km na wschód od Narola (fig. 6), wykazują znaczne zaangażowanie tektoniczne, z kilkoma strefami tektonicznymi i upadami 70–80° w dolnej części profilu (Tomczyk, 1962). W najniższym interwale (głęb. 1729,9–1840,0 m) dominują graptolity *Neocolonograptus ultimus* wyznaczające spąg przydolu, ale warto także odnotować obecność *Formosograptus formosus* – taksonu indeksowego dla górnego ludfordu – na głębokości 1837,4–1840,0 m (Tomczyk, 1962). Wyżej, aż do głębokości 1370,9 m, występują iłowce, w których zidentyfikowano typowe dla środkowego i górnego przydolu graptolity: *Neocolonograptus lochkovensisi*, *Monograptus perneri* i *Istograptus transgrediens* (Tomczyk, 1962). Najwyższy kompleks iłowcowy w tym otworze zawiera faunę małży, ramienionogów, głowonogów, a w dolnej części liczne szczątki liliowców *Scyphocrinus*.

Gruby kompleks iłowcowo-mułowcowy przydolu (i być może najwyższego ludfordu) występuje także w otworze wiertniczym Potok IG 1 (głęb. 817,5–1650,0 m), zlokalizowanym ok. 8 km na NW od Janowa Lubelskiego (fig. 6; CBDG – Otwory wiertnicze). Są to osady zielono-brunatne z przewarstwieńiami wapieni (w tym detrytycznych), margli i pyłowców oraz liczną fauną reprezentowaną przez małże, trylobity (*Calymene* sp., *Acastella* sp., *Acaste* sp., *Proetus* sp.), ramienionogi (*Dayia navicula*, *Atrypa* sp., *Isorthis* sp., *Lingula* sp.), głowonogi (*Orthoceras* sp., *Kionoceras* sp.), koralowce, liliowce (*Scyphocrinus* sp.), małżoraczki, a w dolnej części także graptolity (*Neocolonograptus ultimus*, *Monograptus perneri*) (CBDG – Otwory wiertnicze). Kompleks ten przecinają liczne uskoki, a upady warstw wykazują zmienność od 6–8° do 20°, a lokalnie nawet 45–75°.

3.3.3. Strefa Warka–Radom–Ciepielów

Na północ od regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich, otwory syluru zostały udokumentowane w trzech otworach wiertniczych: Warka IG 1, Lisów 1 i Ciepielów IG 1 (Tomczyk, 1974; Tomczykowa, Tomczyk, 1983; Modliński, Szymański, 2001), które znajdują się w obrębie zrębu radomsko-kraśnickiego (zob. Żelaźniak i in., 2011). Otwory te nie przewiercają jednak sukcesji sylurskiej i zostały zakończone w najwyższym ludlowie (Ciepielów IG 1) i przydolu (Warka IG 1, Lisów 1). Najstarsze osady zostały rozpoznane w otworze Ciepielów IG 1 i są to szarzielone iłowce z przewarstwieńiami mułowców piaszczystych, zaliczone przez Tomczyka (1974) do górnego ludlowu (głęb. 2885,0–3000,0 m). Przewarstwienia mułowców wykazują obecność laminacji poziomej, niekiedy także warstwowania konwolucyjnego. Pozycję stratygraficzną tej części profilu sylurskiego w otworze Ciepielów IG 1 określają graptolity *Formosograptus formosus*, *N. ultimus*, *Pristiograptus dubius* (Tomczyk, 1974), które wskazują na obecność interwału obejmującego najwyższy ludlow i dolny przydol (zob. Teller w: Modliński, Szymański, 2001). Litofacja szaro-zielonych iłowców z przewarstwieńiami mułowców dolnego przydolu z graptolitami *N. ultimus* występuje w otworze Ciepielów IG 1 do głębokości 2721,8 m (zob. Tomczyk, 1974). Natomiast zalegające wyżej ciemnoszare i szare iłowce (głęb. 2598,3–2721,8 m) – reprezentujące według Tomczyka (1974) sylur górny (przydol) – należą zdaniem Tellera (w: Modliński, Szymański, 2001) do najniższego dewonu (lochkoku) i tworzą formację z Sycyny (Miłaczewski, 1981; Narkiewicz, 2011).

Do przydolu zostały także zaliczone ciemnoszare iłowce z zielonym odcieniem występujące w spągu otworu Warka IG 1 (poniżej osadów karbonu), brak jest jednak dokumentacji paleontologicznej potwierdzającej ich pozycję stratygraficzną (zob. Modliński, Szymański, 2001). Natomiast otwory przydolu w otworze Lisów 1 cechują się odmiennym charakterem litologicznym od osadów tego wieku w otworach Ciepielów IG 1 i Warka IG 1. Są to bowiem szare i szarzielone mułowce przekładane warstwami i pakietami szarzielonych piaszczystych drobnoziarnistych z glaukonitem (CBDG – Otwory wiertnicze). W interwale 2822,0–2896,0 m piaszczyste te stanowią dominujący litotyp, natomiast mułowce występują w formie przewarstwień. Należy zwrócić uwagę, że strop przydolu w otworze Lisów 1 tworzą ciemnowiśniowe i ciemnoszare iłowce z fragmentami małży, ślimaków (np. *Bellerophon* sp.), ramienionogów, małżoraczek (np. *Beyrichia* sp.) oraz graptolitów z rodzajów *Pristiograptus* i *Monograptus* (CBDG – Otwory wiertnicze).

3.4. BLOK MAŁOPOLSKI

3.4.1. Region kielecki Gór Świętokrzyskich (kielecka strefa fałdów)

Sylur w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich (kielecka strefa fałdów wg Żelaźniacza i in., 2011) cechuje się wyraźną dwudzielnością litofacjalną, wyrażającą się dominacją łupków graptolitowych w landowerze, wenloku i niższym ludlowie oraz szarogłazów w środkowym ludlowie (Tomczyk, 1968; Tomczykowa, Tomczyk, 1981; Malec, 2001; Kozłowski i in., 2014, i literatura tam cytowana). Całkowita miąższość syluru w regionie kieleckim jest szacowana na ok. 780 m, w tym ok. 230 m przypada na łupki graptolitowe, a 550 m na szarogłazy. Kontakt sukcesji sylurskiej z ordowikiem ma charakter ciągłego sedimentacyjnego przejścia tylko w południowej części tego obszaru, a najlepiej został poznany w Zbrzy oraz południowym skrzydle synkliny bardziańskiej w Bardo Stawach i Zalesiu (fig. 9, 10; Tomczyk, 1962, 1968; Bednarczyk, Tomczyk, 1981; Tomczykowa, Tomczyk, 1981; Masiak i in., 2003, 2020; Mustafa i in., 2015; Trela, 2021). Natomiast granicę w części NW regionu kieleckiego (Bukówka, Mójca, Niestachów oraz Zarobiny w zachodniej części synkliny bardziańskiej) między tymi systemami wyznacza nieciągłość sedimentacyjna z luką stratygraficzną obejmującą hirnant, landower i niższy wenlok (fig. 9, 10; Tomczyk, 1968; Tomczykowa, Tomczyk, 1981; obserwacje W. Trela).

Z kolei, granica z dewonem ma charakter niewielkiej niezgodności kątowej i erozyjnej, z którą jest związana luka stratygraficzna obejmująca najwyższy ludlow, przydol i częściowo dolny dewon (Tomczykowa, Tomczyk, 1981; Malec, 2006).

Najstarszymi utworami syluru w regionie kieleckim są czarne radiolaryty i łupki krzemionkowe występujące w Bardo Stawach, Zalesiu i Zbrzy, zaliczone przez Trelę i Salwę (2007) do formacji z Barda (inaczej formacja bardziańska; fig. 10; tab. 2), która reprezentuje piętro rudan dolnego landoweru, a w synklinie bardziańskiej także najwyższy hirnant ordowiku górnego (fig. 10). Jej hirnancka część w Bardo Stawach i Zalesiu ma postać brunatnych iłowców (o miąższości 60–80 cm) z czarnymi laminami łupków i cienkimi warstwami radiolarytów. Część odpowiadająca sylurskiemu piętru rudan jest zdominowana przez cienkie warstwy radiolarytów (maks. 15 cm; fig. 11A, B) z przewarstwieńiami łupków, które tworzą ogniwo z Rembowa o miąższości ok. 6 m (fig. 10; Trela, Salwa, 2007). Natomiast w górnej części formacji bardziańskiej przeważają czarne łupki krzemionkowe o miąższości 6–15 m, zaliczone do ogniwa ze Zbrzy (fig. 10, 11C, D; tab. 2), które są dominującą litofacją rudanu w SW (zbrzańskie) części regionu kieleckiego (fig. 11E; Trela, Salwa, 2007). Warstwy radiolarytów charakteryzują się delikatną laminacją poziomą, czasami lekko falistą, niekiedy przetykaną laminami i soczewkami jasnego chalcedonu (fig. 11A; Kremer, 2005; Kremer, Kaźmierczak, 2005). Zbudowane są z krypto- i mikrokryształicznej krzemionki z rozproszoną amorficzną materią organiczną, która stanowi tło dla owalnych szkieletów radiolari o średnicy do 0,25 mm (fig. 11B), wypełnionych chalcedonem (niekiedy spirytyzowanych). Ponadto stwierdzono w nich obecność rozproszonych blaszek łyszczyków, ziaren kwarcu frakcji pyłowej, a także pojedynczych igieł gąbek, skolekodontów, chitinozoa i akritarch. Kremer i Kaźmierczak (2005) rozpoznali w tych osadach kokko-

idalne kolonie bentosowych cyjanobakterii o średnicy 10–20 µm, będących częścią mat stabilizujących dno basenu sedimentacyjnego. W łupkach krzemionkowych odnotowano laminy tufitów, a w obrazie mikroskopowym także intraklasty zdewitryfikowanego popiołu wulkanicznego (Trela, 2021). Powyżej formacji z Barda występuje w Bardo Stawach pakiet piaszczystych o miąższości ok. 80 cm (fig. 10, 11D), a w ich spągu są obecne niewielkie klasty czarnych iłowców (Bednarczyk, Tomczyk, 1981; Trela, Salwa, 2007; Kozłowski i in., 2014).

Wyższa część landoweru to zielono-szare iłowce wapienisto-dolomityczne o miąższości 8–10 m z przewarstwieńiami K-bentonitów (kilka mm do kilkunastu cm, maksymalnie nawet 30 cm) i cienkimi przewarstwieńiami czarnych łupków w części odpowiadającej środkowemu telichowi, od poziomu graptolitowego *Monograptus crispus* po *Oktavites spiralis* (fig. 10; Tomczyk, 1968; Bednarczyk, Tomczyk, 1981; Tomczykowa, Tomczyk, 1981).

Interwał obejmujący wenlok i dolny ludlow jest wykształcony w facji ciemnoszarych i miejscami czarnych mułowców ilastych, częściowo marglistych, oraz łupków graptolitowych (Tomczyk, 1968; Tomczykowa, Tomczyk, 1981; Malec, 2006). Ta dość monotonna litologicznie sukcesja jest urozmaicona przewarstwieńiami i laminami K-bentonitów oraz kongrekcjami węglanowymi (fig. 10, 11F–H; Trela, Salwa, 2019). Iłowce charakteryzują się delikatną laminacją, czasami zdarzają się laminy i soczewki (ok. 1–2 mm) złożone z liliowców, a lokalnie niektóre partie są bezstrukturalne. Klasyczne odsłonięcia iłowców i łupków graptolitowych wenloku i dolnego ludlowu występują w wąwozie Pragowiec i Zalesiu, we wschodniej części synkliny bardziańskiej oraz Międzygórz (wąwóz Chelm w synklinie międzygórskiej), a także w kilku otworach wiertniczych, np. Zarobiny 1, Mokradle 1, Szumsko Kolonia 2, Kleczanów

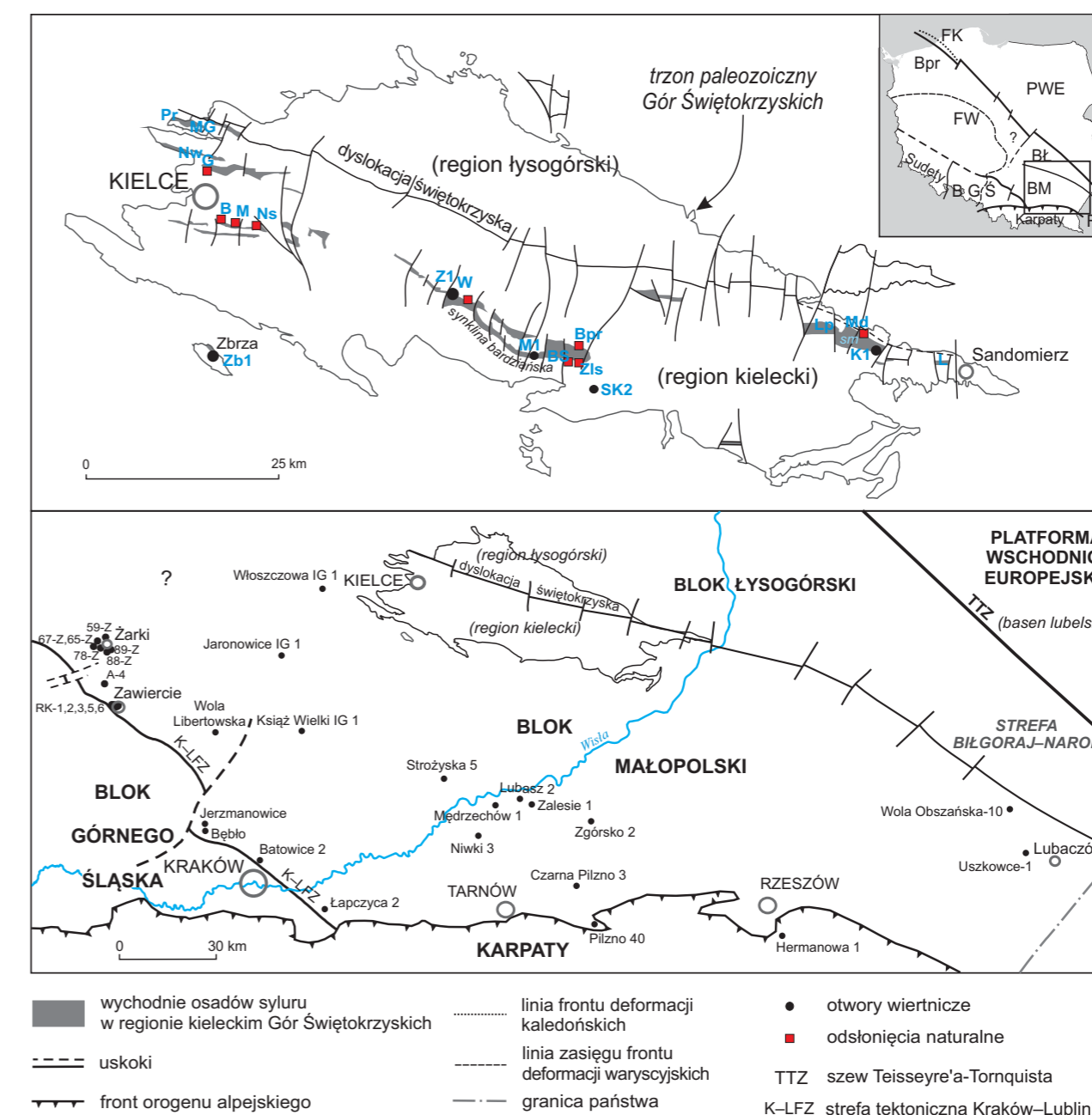


FIG. 9. Lokalizacja odsłoneń i otworów wiertniczych z osadami syluru na obszarze bloku małopolskiego (w tym kieleckiej części Gór Świętokrzyskich): B – Bukówka; Bpr – Bardo Pragowiec; BS – Bardo Stawy; G – Gruchawka; K1 – Kleczanów PIG 1; M – Mójca; M1 – Mokradle 1; Md – Międzygórz; MG – Miedziana Góra; Nw – Niewachłów; Ns – Niestachów; L – Lenarczyce; Lp – Lipnik/Lipniczek; Pr – Porzecze; SK2 – Szumsko Kolonia 2; sm – synklina międzygórska; W – Widelki; Z1 – Zarobiny 1; Zb1 – Zbrza PIG 1; Zls – Zalesie; objaśnienia pozostałych skrótów patrz figura 6



tygraficzną syluru lysogórskiego, a swoje przekonanie o przynależności rejonu Gruchawki do północnego segmentu Gór Świętokrzyskich oparł na znacznie większej subsydencji tego obszaru w sylurze i wyższym stopniem wygrzania termicznego osadów tego wieku (Narkiewicz, 2002). Z argumentami tymi nie zgodził się Kozłowski (2008), według którego profil Gruchawki reprezentuje górnołudłowski fragment syluru południowej części Gór Świętokrzyskich (odpowiednik formacji trochowińskiej). W warstwach kieleckich występuje fauna ramienionogów, małżoraczków, trylobitów oraz rzadziej spotykane koralowce, fragmenty liliowców i małże (Malec, 1993; Tomczykowa, 1993). Początkowo pozycja stratygraficzna tych utworów została ustalona na podstawie fauny graptolitowej, przede wszystkim obecności *Istrograptus* (dawniej *Monograptus*) *transgrediens* (zob. Teller w: Malec, 1993), który jest taksonem wskaźnikowym górnego przydolu. Jednak zidentyfikowany przez Tomczykową (1993), wg autorki w warstwach niewachlowskich, zespół fauny trylobitowej skłonił Malca (2001) do zmiany klasyfikacji stratygraficznej warstw kieleckich i umieszczenia ich w górnym ludfordzie. Dodatkowego argumentu na korzyść korelacji tych utworów z górnym ludlowem dostarczyła rewizja fauny graptolitowej, która wykazała, że zidentyfikowany wcześniej *I. transgrediens* posiada cechy taksonomiczne *Pristiograptus dubius fragmentalis* (zob. Teller w: Malec, 2001).

Powyżej warstw kieleckich Malec (1993) udokumentował w profilu Gruchawki ilowce z pojedynczymi przewarstwieniami szarogłazów, które litologicznie są podobne do osadów podścielających, a ich cechą wyróżniającą jest czerwona barwa, poza cieniem zielonoszarym interwałem obecnym w stropie. Osady te występują w ciągłości sedimentacyjnej z warstwami kieleckimi, a ich miąższość nie przekracza 8 m. Pierwotnie zostały zaliczone do warstw klonowskich, jednak w późniejszej korekcie stratygraficznej profilu z Gruchawki Malec (2001) uznał je za górnołudfordzką część warstw kieleckich.

W NW części Kielc (Gruchawka) na czerwonych ilowcach górnego ludfordu spoczywa w ciągłości sedimentacyjnej zlepniac miedzianogórski o miąższości ok. 1,5 m (fig. 10), złożony z otoczków piaskowców kwarcytowych o zróżnicowanej wielkości, które tworzą na ogół zwarty szkielet ziarnowy spojony materiałem piaskowcowo-mułowcowym. Zlepniac ten jest ścięty erozyjnie pod niewielkim kątem przez cienką warstwę zlepniacza z Gruchawki (litologicznie podobnego do zlepniacza miedzianogórskiego) występującą u podstawy warstw barczańskich reprezentujących emską część dolnego dewonu (Malec, 1993, 2001). Miąższość zlepniacza miedzianogórskiego maleje z zachodu na wschód, a jego najgrubsze pakiety odnotowano w Porzeczcu (ok. 120 m), Miedzianej Górze (ok. 40 m) oraz znacznie cieńsze w Niewachlowie (kilkanaście do kilku metrów miąższości) i zaledwie 1 m w NE Kielcach (Malec, 1993, 2001, 2006; Kowalczewski i in., 1998). Klasyfikacja stratygraficzna zlepniacza miedzianogórskiego jest wciąż kwestią otwartą z braku danych paleontologicznych. We wcześniejszych interpretacjach był on umieszczany w różnych poziomach dolnego dewonu, od dolnego lochkowu po dolny ems (zob. Kowalczewski i in., 1998, literatura tam cytowana), natomiast w zweryfikowanym przez Malca (2001) schemacie stratygraficznym syluru z północnych Kielc zlepniac miedzianogórski znalazł się w stropie ludlowu.

Szarzielone mułowce i ilowce górnego ludlowu występują także w wschodniej części Gór Świętokrzyskich, gdzie odsłaniają się w dolinkach wyciętych w pokrywie lessowej między Lipnikiem a Lipniczką (fig. 9), na SE od Opatowa, w rejonie będącym częścią regionu kieleckiego, znajdującym się w niedalekim sąsiedztwie dyslokacji świętokrzyskiej (Tomczyk, 1954, 1962, 1968; Malec, 2006). Przekładane są cienkimi i nielicznymi warstwami piaskowców, a w górnej części przybierają czerwoną barwę. Zdaniem Kozłowskiego (2008) mułowce te mają cechy facjalne formacji z Trochowin i ogniwa z Belcza formacji winnickiej regionu lysogórskiego, zawierają także typową faunę trylobitową znaną z wapieni belczańskich (Tomczykowa, 1962), a w stosunku do głównego przebiegu dyslokacji świętokrzyskiej są przesunięte na południe w warunkach rowu Lipniczka (Tomczykowa, Tomczyk 2000). Jednym z argumentów świadczących o związku rowu Lipniczka z regionem lysogórskim ma być obecność w Lipniku piaskowców kambru górnego (zob. Dowgiałło, 1974), które Samsonowicz (1920) opisał jako „piaskowce gruboziarniste, szare lub żółtoszare (z detrytusem ciemnej skały, z wielkimi ziarnami kwarcu, często mlecznego, i z blaszkami białej miki), przepelnione połamaniami przeważnie skorupkami obolidów (*Lingulella* sp.)”. Należy jednak zaznaczyć, że piaskowce tego wieku (furongu) udokumentowano także 8 km na wschód od Lipnika, w otworze Lenarczyce PIG 1 (Szczepanik i in., 2004), który znajduje się w kieleckiej części Gór Świętokrzyskich (zob. także Samsonowicz, 1920).

Inną sporną kwestią w badaniach syluru kieleckiego jest obecność łupków górnego ludlowu w Widelkach (o miąższości 8–10 m), w zachodniej części synkliny bardziańskiej (fig. 9), które zdaniem Stupnickiej i in. (1991) występują powyżej szarogłazów niewachlowskich. Z poglądem tym nie zgodził się Malec (2014), który

uznał je za łupki graptolitowe stropowej części warstw pragowieckich górnego gorstu lub niższego ludfordu, kontaktujące tektonicznie z szarogłazami niewachlowskimi. Istnieją także rozbieżności w kierunkach upadu sukcesji sylurskiej odsłoniętej w Widelkach, gdyż według Stupnickiej i in. (1991) warstwy są nachylone ku wschodowi, natomiast według Malca (2014) zapadają na południe i SW. Zespół fauny graptolitowej, rozpoznany w spornych łupkach, jest reprezentowany przez taksony charakterystyczne dla pogranicza pięter gorst i ludford, takie jak: *Bohemograptus bohemicus bohemicus*, *B. bohemicus tenuis*, *Pristiograptus dubius*, *Saetograptus* sp. oraz *Cuculograptus* (Stupnicka i in., 1991; Malec, 2014). Ponadto w osadach tych występują odciski łodzików, małży i małżoraczków oraz sporadycznie liliowców.

### 3.4.2. Rejon Zawiercie–Żarki, Niecka Nidziańska i Podkarpacie

W zachodniej i SW części bloku małopolskiego sylur występuje wzdłuż strefy tektonicznej Kraków–Lubliniec, w licznych otworach wiertniczych zlokalizowanych od Myszkowa przez Żarki, Zawiercie po Kraków (fig. 9; Buła, 2000 i literatura tam cytowana). Skały tego systemu zostały także rozpoznane na obszarze rozciągającym się od Włoszczowy po Tarnów i Rzeszów, gdzie ich obecność udokumentowano w otworach wiertniczych: Włoszczowa IG 1, Jaronowice IG 1, Książ Wielki IG 1, Strożyska 5, Mędrzechów 1, Niwki 1, Lubasz 2, Pilzno 40, Czarna Pilzno 3, Hermanowa 1 (fig. 9; Tomczyk, 1962; Bednarczyk i in., 1968; Jurkiewicz, 1976, 1991; Moryc, Nehring-Lefeld, 1997; Maksym i in., 2003). Natomiast na wschodnich krańcach bloku małopolskiego osady sylurskie są znane z otworów: Uszkowce 1 i Wola Obszańska 10 (Tomczyk, 1962; Kowalska i in., 2000), które znajdują się przy granicy ze strefą Biłgoraj–Narol bloku lysogórskiego (fig. 9).

Zapis sylurskiego systemu osadowego na południe od Gór Świętokrzyskich jest zdominowany przez litofację mułowcową, z wyjątkiem strefy Zawiercie–Żarki, gdzie jego dolną część tworzą skały węglanowe formacji z Zawiercia, a górną – gruboziarniste skały klastyczne (fig. 12; Buła, 2000). Badania fauny konodontowej wykazały, że węglany sylurskie zachodniej Małopolski reprezentują interwał stratygraficzny odpowiadający oddziałom landower i wenlok, lokalnie nawet najniższy ludlow (Nehring-Lefeld i in., 1992; Nehring-Lefeld, Szymański, 1998). Pod względem litologicznym nie różnią się od facji węglanowych ordowickiej części formacji z Zawiercia i są reprezentowane przez wapień i wapień marglisty, miejscami z marmuryzowanymi i zsylikowanymi, które lokalnie zawierają przewarstwienia ilowców marglistych i margli (tab. 3). Ich kontakt z nadległymi mułowcami ilastymi wyższych pięter syluru jest ostry, a granica między tymi odmiennymi litotypami ma charakter diachroniczny i rozciąga się między różnymi poziomami landoweru a najniższym ludlowem (Nehring-Lefeld i in., 1992; Nehring-Lefeld, Szymański, 1998; Buła, 2000). Szare i ciemnoszare mułowce ilaste, występujące powyżej węglanowej formacji z Zawiercia, reprezentują formację z Mrzygłodu (fig. 12; tab. 3; Buła, 2000). Ich pozycja stratygraficzna została ustalona na podstawie niezbyt licznej fauny graptolitowej, wskazującej, że osady te należą do górnego wenloku i ludlowu, co dodatkowo potwierdziły badania mikroflory akritarchowej (Jachowicz-Zdanowska, 1994; Buła, 2000). Pierwotnie do formacji z Mrzygłodu zaliczono także ilowce występujące na północ od Krakowa, w otworach DB-4, Jerzmanowice i Bębło, jednak w późniejszej rewizji stratygraficznej tych osadów Buła i Habryn (2011) uznali, że mogą one reprezentować ediakar. Iłowce tej formacji są przekładane laminami i cienkimi warstwami szarych mułowców, które lokalnie stanowią przeważający litotyp tej jednostki litostratygraficznej. W spągu sukcesji obecne są także laminy i cienkie przewarstwienia wapieni, margli i dolomitów, a ponadto zidentyfikowano przewarstwienia tufitów i bentonitów o grubości ok. 2 cm (Ryszka, 1982; Buła, 2000). Podrzednym komponentem litologicznym sylurskiej sukcesji ilowcowo-mułowcowej są przewarstwienia drobno- i średnioziarnistych piaskowców. Należy zwrócić uwagę, że w Zawierciu ich udział w górnej części formacji z Mrzygłodu jest znaczny, a w niektórych profilach miąższość kompleksów piaskowcowych wynosi nawet kilkanaście metrów (wyjątkowo 114 m; Buła, 2000).

Dominującą litofacją syluru w zachodniej, centralnej, południowej i wschodniej części bloku małopolskiego są ciemnoszare i czarne mułowce ilaste oraz łupki ilaste, tworzące sukcesję o miąższości od kilkunastu do 200 m, obejmującą landower, wenlok i dolny ludlow (fig. 12). Najstarszy interwał tej sukcesji, odpowiadający landowerowi, występuje w otworze wiertniczym Hermanowa 1 na Podkarpaciu i jest reprezentowany przez ciemnobrazowe oraz czarne ilowce o miąższości ok. 20 m z przewarstwieniami radiolarytów (fig. 12; Maksym i in., 2003). Obecność w stropie tych osadów graptolitów poziomu *Lituigraptus convolutus* pozwala przypuszczać, że reprezentują one piętra: rudan i aeron, a występujące powyżej szarooliwkowe ilowce, wzbogacone w materiał piroklastyczny (zob. Maksym i in., 2003), mogą odpowiadać piętru telich (fig. 12).

CHRONO-STRATYGRAFIA		POZIOMY GRAPTOLITOWE (Melchin i in., 2012)
PRZYDOL	LUDFORD	<i>Monograptus transgrediens</i> <i>Monograptus perneri</i>  <i>Monograptus bouceki</i> <i>Neocolonograptus lochkovens</i> <i>Neocolonograptus ultimus</i> <i>Neocolonograptus parultimus</i>
	LUDLOW	<i>Monograptus formosus</i> <i>Neocuculograptus kozłowski</i> <i>Polonograptus podoliensis</i> <i>Bohemograptus</i> <i>Saetograptus leitwardinensis</i> – <i>Saetograptus linearis</i>
WENLOK	HOMER	<i>Colonograptus ludensis</i> <i>Colonograptus deubeli</i> <i>Colonograptus praedeubeli</i> <i>Gothograptus nassa</i> <i>Pristiograptus parvus</i> <i>Cyrtograptus lundgreni</i>
	SZEJNWUD	<i>Cyrtograptus rigidus</i> <i>Monograptus belophorus</i> – <i>Monograptus antennularis</i> <i>Monograptus riccartonensis</i> – <i>Monograptus firmus</i> <i>Cyrtograptus murichsoni</i> <i>Cyrtograptus centrifugus</i>
LANDOWER	TELICH	<i>Cyrtograptus insectus</i> <i>Cyrtograptus lapworthi</i> <i>Oktavites spiralis</i> <i>Monoclimacis crenulata</i> <i>Monoclimacis griestonensis</i> <i>Monograptus crispus</i> <i>Spirograptus turriculatus</i> <i>Spirograptus guerichi</i>
	AERON	<i>Stimulograptus sedgwickii</i> <i>Lituigraptus convolutus</i> <i>Monograptus argenteus</i> <i>Demirastrites pectinatus</i> – <i>Demirastrites triangulatus</i>
	RUDAN	<i>Coronograptus cyphus</i> <i>Cystograptus vesiculosus</i> <i>Parakidograptus acuminatus</i> <i>Akidograptus ascensus</i>
	HIRNANT	<i>Normalograptus persculptus</i>

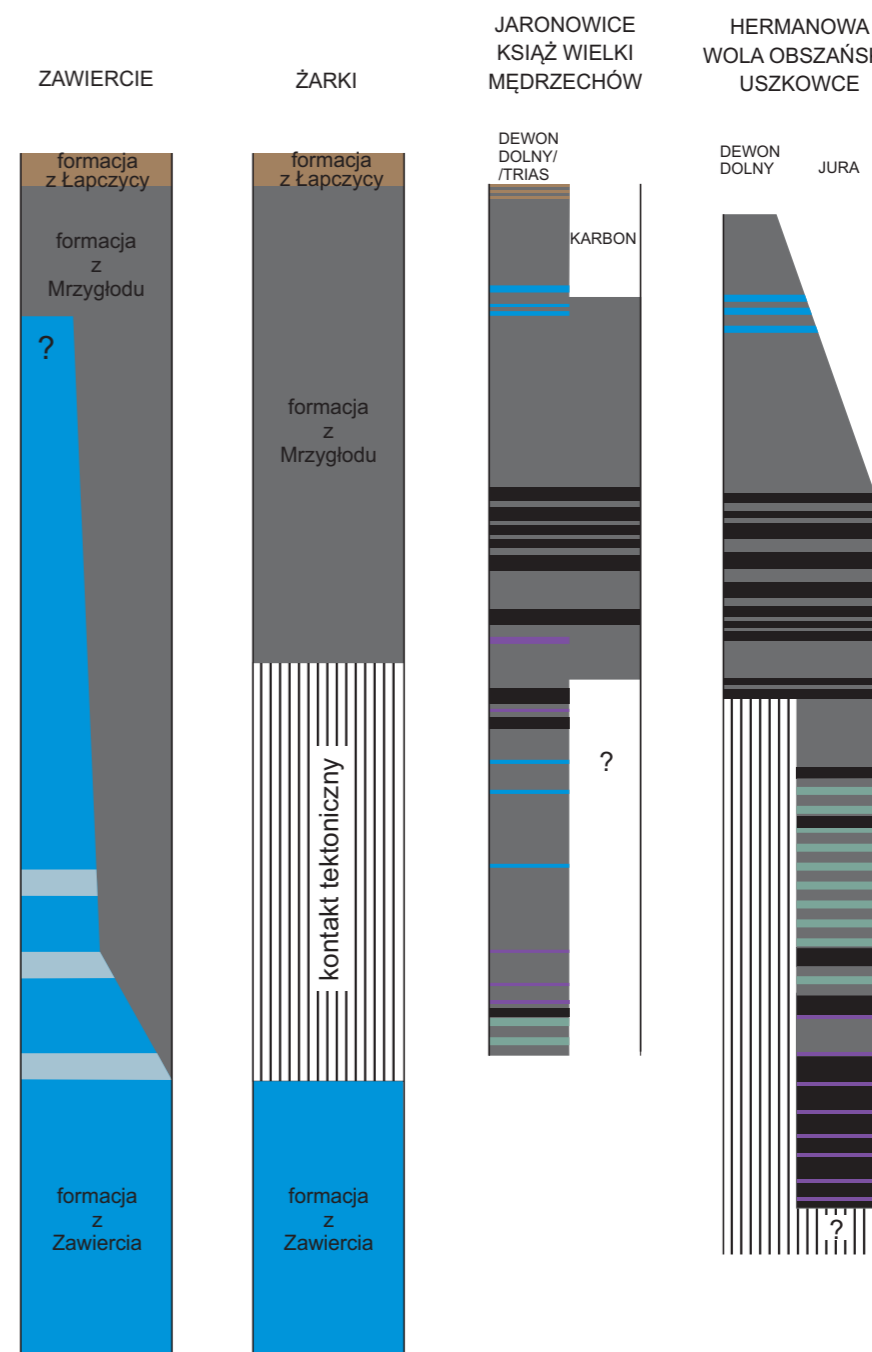


FIG. 12. Schemat litologiczno-stratygraficzny syluru w rejonie Zawiercie–Żarki oraz na obszarze Niecki Nidziańskiej i Podkarpacia (wg: Tomczyk, 1962, 1991; Jurkiewicz, 1976, 1991; Buła, 2000; Kowalska i in., 2000; Maksym i in., 2003); objaśnienia litologii na figurze 2

Spoczywające nad nimi ciemne ilowce z laminacją, podwyższoną zawartością węgla organicznego i licznymi konkrekcjami pirytowymi należą już do wenloku (ok. 60 m), a graptolity poziomów *Monograptus belophorus* i *Cyrtograptus rigidus* (zob. Maksym i in., 2003) jednoznacznie wskazują na obecność piętra szejnwud, natomiast występowanie piętra homer nie zostało jak dotąd potwierdzone. Przejście od landoweru do górnego wenloku (ok. 200 m) jest dość dobrze udokumentowane w otworze Jaronowice IG 1, w którym szare ilowce (z zielonawym odcieniem w części dolnej) i przewarstwieniami margli są zastąpione przez ciemnoszare, a następnie czarne ilowce krzemionkowe z przewarstwieniami litytów i tufitów (Jurkiewicz, 1976). Liczna fauna graptolitowa w części zdominowanej przez ciemnoszare i czarne ilowce wskazuje na obecność w tym interwale pięter szejnwud i homer, od poziomu *Monograptus flexilis* (= *M. belophorus*) do *C. lundgreni* (fig. 12), chociaż występujący wyżej nierodzeniowany interwał otworu Jaronowice IG 1 może reprezentować strop wenloku (Jurkiewicz, 1976). Facja ciemnoszara i czarnych łupków ilastych wenloku jest odnotowana w kilku

otworach wiertniczych położonych na SE i wschód od Jaronowic: Mędrzechów 1, Pilzno 40, Wola Obszańska 10 i częściowo Uszkowce 1 (fig. 12; Tomczyk, 1962; Kowalska i in., 2000), przy czym w Mędrzechowie i Uszkowcach łupki te są bardzo zaangażowane tektonicznie.

Osady dolnego ludlowu występują w otworach wiertniczych: Książ Wielki IG 1, Strożyska 5, Niwki 1, Mędrzechów 1, Wola Obszańska 10, w których zidentyfikowano graptolity poziomów *Neodiversograptus nilssonii* i *Lobograptus scanicus* piętra gorst (fig. 12; Jurkiewicz, 1991; Moryc, Nehring-Lefeld, 1997; Kowalska i in., 2000). Podobnie jak w wenloku są to ciemnoszare ilowce, na ogół wapniste, lokalnie z cienkimi przewarstwieniami wapieni marglistych i K-bentonitów.

W zachodniej i NW części bloku małopolskiego, powyżej ilowców z graptolitami formacji z Mrzygłodu, udokumentowano osady gruboklastyczne reprezentowane przez zlepniące, piaskowce zlepniacowate i piaskowce z przewarstwieniami mułowców, które wieńczą

TAB. 3. Litostratygrafia syluru w zachodniej części bloku małopolskiego (na podstawie Buły, 2000)

Formacja z Zawiercia	
Występowanie	zachodnia część bloku małopolskiego – strefa Zawiercie–Żarki
Litologia	zrekrytalizowane szare i białoszare wapienie, margle i dolomity, lokalnie z cienkimi przewarstwieniami ilowców
Miaższość	ok. 80 m
Stratotyp/obszar typowy	stratotyp: otwór RK1 k. Zawiercia (głęb. 1130,2–1224,0 m)
Biostratygrafia	konodonty poziomów: od <i>Eoplacognathus variabilis</i> górnego darywilu do <i>Ozarkodina sagitta</i> wenloku
Chronostratygrafia	ordowik środkowy (darywil)–dolny wenlok
Historia badań	litologia i stratygrafia: Nehring-Lefeld i in. (1992); Nehring-Lefeld, Szymański (1998); litostratygrafia: Buła (2000)
Ekwiwalenty	częściowo formacja wapieni z Mójczy w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich
Formacja z Mrzyglodu	
Występowanie	rejon Zawiercia, Żarek i Krakowa (Dolina Będkowska)
Litologia	szare i ciemnoszare ilowce z przewarstwieniami mułowców, w spągu z przewarstwieniami skał węglanowych, natomiast w górnej części występują warstwy drobno- i średnioziarnistych piaskowców, a sporadycznie także zlepieńców
Miaższość	780,0–940,0 m
Stratotyp/obszar typowy	stratotyp: otwór RK6 (głęb. 71,0–940,0 m)
Biostratygrafia	szczątki fauny ramienionogów, małżów, głowonogów, graptolitów; palinomorfy mikroflory akritarchowej zaliczonej do syluru
Chronostratygrafia	górnym wenlok–ludlow
Historia badań	szczegółowy przegląd badań paleontologicznych, stratygraficznych, petrologicznych i tektonicznych w opracowaniu Buły (2000)
Ekwiwalenty	warstwy bardziańskie górne i pragowieckie w Górach Świętokrzyskich
Formacja z Łapczycy	
Występowanie	rejon Krakowa (Dolina Będkowska, Batowice, Łapczycza) oraz okolice Zawiercia
Litologia	średnio- i drobnookruchowe zlepieńce polimiktyczne z przewarstwieniami piaskowców w rejonie Krakowa oraz piaskowce gruboziarniste z przewarstwieniami mułowców w rejonie Zawiercia. Są to przeważnie osady o barwie szarowisniowej, szarozielonej i niekiedy brunatnowisniowej
Miaższość	szacunkowa miaższość 250–300 m
Stratotyp/obszar typowy	stratotyp: otwór Łapczycza 2 (głęb. 1799,0–1923,0 m)
Biostratygrafia	brak danych
Chronostratygrafia	?górnym ludlow–?przydol
Historia badań	szczegółowy przegląd badań paleontologicznych, stratygraficznych, petrologicznych i tektonicznych w opracowaniu Buły (2000)
Ekwiwalenty	? szarogłazy niewachłowskie i warstwy wydryszowskie (formacja z Trzcianki) w Górach Świętokrzyskich, częściowo formacja z Kociewia na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej

profil syluru w tym rejonie. Osady te tworzą górnosylurską formację z Łapczycy (fig. 12; tab. 3), a główną przesłanką jej stratygraficznej pozycji jest położenie między wspomnianymi wcześniej ilowcami z Mrzyglodu a spoczywającymi wyżej utworami dolnego dewonu (Buła, 2000). O ile w rejonie Zawiercia ranga stratygraficzna formacji z Łapczycy nie budzi większych zastrzeżeń, o tyle w rejonie Krakowa jej sylurski wiek wydaje się niepewny. Wynika to z faktu, że w dwóch otworach wiertniczych (Jerzmanowice i Bębio) – w których został uchwycony kontakt tej jednostki z utworami podścielającymi – zalega ona na ilowcach uznawanych wcześniej za sylurskie, które jednak wykazują wiele cech wspólnych z drobnookruchymi osadami ediakaru (zob. Buła, Habryn, 2011). Opublikowane ostatnio badania izotopowe cyrkonów detrytycznych (pochodzenia piroklastycznego) ze zlepieńców formacji z Łapczycy występujących w otworze wiertniczym Batowice 2 dostarczyły danych wskazujących, że osady te mogły być zdeponowane we wczesnym ordowiku (Habryn i in., 2020). Formacja ta na obszarze swojego występowania wykazuje zmienność litologiczną, która przejawia się dominacją zlepieńców między Łapczycą i Batowicami, a piaskowców w rejonie Zawiercia (Buła, 2000). Szkielet ziarnowy zlepieńców jest zwarty lub rozproszony i zbudowany z otoczków skał wylewnych, magmowych, metamorficznych, żyłowych i osadowych, które wykazują różny stopień obtoczenia (przeważnie są słabo wysortowane), a ich wielkość zmienia się od 6 do nawet 12 cm. Spoiwo jest mułowcowe z domieszką frakcji piaszczystej i związków żelaza, miejscami skrzemionkowane (zob. Buła, 2000). Otoczek skał magmowych są reprezentowane przez granity alkaliczno-wapienne, skał wulkanicznych przez riolity, porfiry, bazalty i szkliwo wulkaniczne, a okruchy skał metamorficznych to przeważnie kwarcyty, łupki kwarcowo-serycytowe i kwarcowo-chlorytowe. Zarówno zlepieńce, jak i piaskowce formacji z Łapczycy wykazują obecność cykli depozycyjnych z uziarnieniem gradacyjnym, które często kończą się interwałem mułowcowym (Buła, 2000).

Gruboziarniste osady ludlowu znane są także z otworu wiertniczego Jaronowice IG 1, gdzie poniżej dewonu dolnego występują zlepieńce drobnookruchowe, które wspólnie z mułowcami stanowią strop sukcesji sylurskiej (fig. 12; Jaworowski i in., 1967; Jurkiewicz, 1976). Osady te tworzą pakiet o miaższości ok. 28 m leżący zgodnie na ilowcach wenloku, ale według Kowalczewskiego i Jurkiewicza (zob. Jurkiewicz, 1976) rozdziela je luka stratygraficzna obejmująca prawdopodobnie dolny ludlow. Materiał detrytyczny

zlepieńców i mułowców jest słabo wysortowany i różnoziarnisty, a ich głównym komponentem jest kwarc, któremu towarzyszą skałenie potasowe, plagioklasy, fragmenty diabazów i skał wulkanicznych (Łabędzki, 1976).

### 3.5. SUDETY

Sylur w Sudetach jest reprezentowany przez fację ilowcowo-krzemionkową występującą w Górach Bardzkich, Górach Kaczawskich (metamorfik kaczawski) oraz paśmie łupkowym Zgorzelca w rejonie Lubania. Pozycja stratygraficzna sylurskiej sukcesji osadowej została ustalona dzięki obecności graptolitów oraz położenia poniżej dobrze datowanych faunistycznie utworów dewonu (Chorowska i in., 1981; Porębska, 1982; Porębska, Koszowska, 2001; Radzevičius i in., 2020).

W Górach Bardzkich (struktura bardzka) występuje skondensowana stratygraficznie sukcesja osadowa syluru, odsłaniająca się w Żdanowie, Łupiance i Wojciechowicach, o miaższości ok. 38 m, która stratygraficznie obejmuje landower, wenlok, ludłowi i dolny przydol (Malinowska, 1955; Porębska, 1982; Haydukiewicz, 1990; Porębska, Koszowska, 2001; Radzevičius i in., 2020). Większa część profilu sylurskiego to ciemnoszare i czarne mułowce i łupki krzemionkowe z kongrecjami fosforanowymi, które są przekładane rogowcami radiolariowymi i tufitami (fig. 13), które tworzą nieformalną jednostkę litostratygraficzną – dolne łupki graptolitowe. Istotnym komponentem litologicznym części landowerskiej są czarne rogowce o miaższości od jednego do kilkunastu centymetrów (maks. 15 cm). W ich składzie rozpoznano owalne pozostałości po szkieletach promienic wypełnione chalcedonem, rozproszony pył kwarcowy, globularne fragmenty mat cyjanobakteriowych zbudowane z substancji organicznej, a także pojedyncze akritarchy, które tkwią w kryptokrystalicznej krzemionkowej matrix (Wyźga, 1987; Kremer, Kaźmierczak, 2005). W wenlockiej i ludłowskiej części profilu sylurskiego są obecne także warstwy tufitów o miaższości od 0,5 do 10 (a nawet 30) cm (Wyźga, 1987). Kongrecje fosforanowe są złożone z apatytu, chalcedonu oraz substancji organicznej i tworzą charakterystyczne horyzonty związane z przejściem od ciągu TST do ciągu HST, a w ich składzie rozpoznano mazuelloidy, sferomorficzne akritarchy oraz sporadycznie graptolity i promienice (Porębska, Koszowska, 2001).

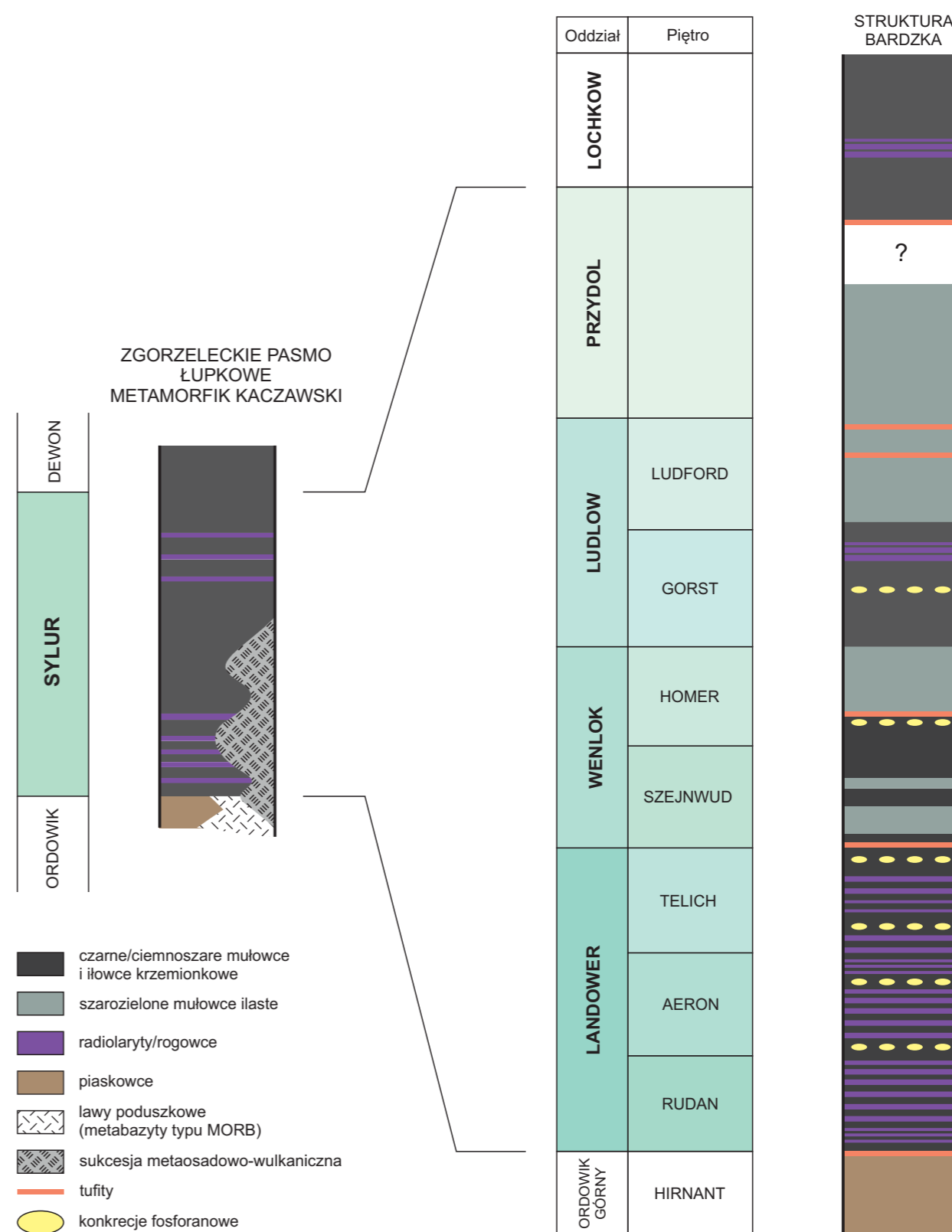


FIG. 13. Zgeneralizowany profil litologiczny syluru w Sudetach (na podstawie Chorowskiej i in., 1981; Porębskiej, 1982; Wyźgi, 1987; Baranowskiego i in., 1990, 1998; Porębskiej, Koszowskiej, 2001; Mazura i in., 2006, 2010)

W ludfordzie i dolnym przydolu dominują zielonoszare łupki ilaste o miaższości ok. 20 m, tworzące tzw. łupki zielone (Wyźga, 1987; Porębska, Koszowska, 2001). W sukcesji tej występują także cienkie przewarstwienia ciemnoszarych łupków z graptolitami oraz sporadyczne przewarstwienia tufitów o grubości 3–5 cm (Wyźga, 1987).

Strop sukcesji sylurskiej w Górach Bardzkich ponownie jest zdominowany przez ciemne łupki graptolitowe, rozpoznane tylko w Żdanowie, tzw. górne łupki graptolitowe. Większa część tej 16-metrowej sukcesji należy do dewonu (lochów–środkowy prag), natomiast na sylur przypada ok. dwumetrowy odcinek w spągu tego interwału (fig. 13), który reprezentuje górny przydol (Porębska, 1982; Wyźga, 1987). Spąg tego interwału wyznacza warstwa tufitu, a w ich sylurskiej części obecne są także cienkie przewarstwienia litytów, natomiast w interwale dewońskim odnotowano więcej przewarstwień jasnych łupków (Porębska, Koszowska, 2001).

Sukcesja łupków syluru w Górach Kaczawskich i rejonie Lubania charakteryzuje się niskim stopniem metamorfizmu i wykazuje znaczne zaangażowanie tektoniczne. Tworzą ją łupki ilaste i krzemionkowe z przewarstwieniami litytów i mułowców, które na ogół są ciemnoszare i czarne, ale zdarzają się także odmiany zielonoszare, szaroróżowe i szarobezowe (fig. 13; Chorowska i in., 1981; Baranowski i in., 1990, 1998; Kryza, Muszyński, 1992). Występują w towarzystwie osadów wulkanoklastycznych i magmowych (zob. podrozdz. 8). W rejonie Lubania reprezentują interwał stratygraficzny obejmujący landower, wenlok i ludłowi z przejściem do dolnego dewonu (Chorowska i in., 1981). Ponadto w obrębie łupków występują kongrecje fosforanowe przypominające formy znane z Gór Bardzkich.

# Biostratygrafia

Zróznicowanie fałdowe syluru w Polsce powoduje, że biostratygrafia tego systemu opiera się na różnych grupach skamieniałości, jednak podstawowe znaczenie dla basenowych i nerytycznych fałd młodo-wcowych mają graptolity, które stanowią podstawę bio- i chrono-stratygrafii syluru w poszczególnych profilach.

ODDZIAŁ	PIĘTRO	POZIOMY GRAPTOLITOWE (Melchin i in., 2012)	
		POZIOMY GRAPTOLITOWE (PLATFORMA WSCHODNIOEUROPEJSKA) (m.in. Urbanek, Teller, 1997, zmieniono; Teller, 1997a; Kozłowska-Dawdziuk, 1999; Porębska i in., 2004; Podhalańska, 2019)	POZIOMY GRAPTOLITOWE (m.in. Urbanek, Teller, 1997, zmieniono; Teller, 1997a; Kozłowska-Dawdziuk, 1999; Porębska i in., 2004; Podhalańska, 2019)
PRZYDOL	LUDLOW	<i>Monograptus transgrediens</i>	<i>Istrograptus transgrediens</i>
		<i>Monograptus bouceki</i>	<i>Monograptus perneri</i>
			<i>Monograptus bouceki</i>
		<i>Neocolonograptus lochkovens</i>	<i>Monograptus samsonowiczi</i>
		<i>Neocolonograptus branikensis</i>	<i>Istrograptus chelmiensis</i>
			<i>Neocolonograptus lochkovens</i>
		<i>Neocolonograptus ultimus</i>	<i>Neocolonograptus ultimus</i>
		<i>Neocolonograptus parultimus</i>	<i>Neocolonograptus parultimus</i>
			<i>Monograptus pineus</i>
			<i>Monograptus protospineus</i>
LUDLOW	LUDFORD	<i>Formosograptus formosus</i>	<i>Monograptus acer</i>
			<i>Pseudomonoclimacis latilobus</i>
			<i>Slovinograptus balticus</i>
		<i>Neocucullograptus kozłowski</i>	<i>Neocucullograptus kozłowski</i>
			<i>Neocucullograptus inexpectatus</i>
		<i>Polonograptus podoliensis</i>	<i>Neolobograptus auriculatus</i>
		<i>Bohemograptus</i>	<i>Bohemograptus cornutus</i>
			<i>Bohemograptus praecornutus</i>
		<i>Saetograptus leintwardinensis</i>	<i>Saetograptus leintwardinensis</i>
		LUDLOW	GORST
<i>Lobograptus scanicus</i>	<i>Lobograptus invertus</i>		
	<i>Lobograptus scanicus</i>		
<i>Neodiversograptus nilssoni</i>	<i>Lobograptus progenitor</i>		
		<i>Neodiversograptus nilssoni</i>	
WENLOK	HOMER	<i>Colonograptus ludensis</i>	<i>Colonograptus ludensis</i>
		<i>Colonograptus deubeli</i>	<i>Colonograptus deubeli</i>
		<i>Colonograptus praedeubeli</i>	<i>Colonograptus praedeubeli</i>
		<i>Gothograptus nassa</i>	<i>Gothograptus nassa</i>
		<i>Pristiograptus parvus</i>	<i>Pristiograptus parvus</i>
		<i>Cyrtograptus lundgreni</i>	<i>Cyrtograptus lundgreni</i>
		<i>Cyrtograptus perneri</i>	<i>Cyrtograptus perneri</i>
		<i>Cyrtograptus rigidus</i>	<i>Cyrtograptus rigidus</i>
		<i>Monograptus belophorus</i>	<i>Monograptus belophorus</i> (= <i>Monograptus flexilis</i> )
		<i>Monograptus riccartonensis</i>	<i>Monograptus antennularius</i>
	<i>Monograptus riccartonensis</i>		
	<i>Cyrtograptus purchisoni</i>		
	<i>Cyrtograptus purchisoni</i>		
	<i>Cyrtograptus centrifugus</i>		
WENLOK	SZEJNWUD	<i>Cyrtograptus insectus</i>	
		<i>Cyrtograptus lapworthi</i>	<i>Cyrtograptus lapworthi</i>
		<i>Oktavites spiralis</i>	
		<i>Monoclimacis crenulata</i> – <i>Monoclimacis griestoniensis</i>	<i>Monoclimacis crenulata</i> – <i>Monoclimacis griestoniensis</i>
		<i>Monograptus crispus</i>	<i>Monograptus crispus</i>
		<i>Spirograptus turriculatus</i>	
		<i>Spirograptus guerichi</i>	<i>Spirograptus turriculatus</i>
		<i>Stimulograptus sedgwickii</i>	<i>Stimulograptus sedgwickii</i>
		<i>Lituigraptus convolutus</i>	<i>Lituigraptus convolutus</i>
		<i>Monograptus argenteus</i>	<i>Monograptus argenteus</i>
<i>Demirastrites pectinatus</i> – <i>Demirastrites triangulatus</i>	<i>Diplograptus magnus</i> <i>Demirastrites triangulatus</i>		
LANDOWER	TELICH	<i>Coronograptus cyphus</i>	<i>Coronograptus cyphus</i>
		<i>Cystograptus vesiculosus</i>	<i>Cystograptus vesiculosus</i>
		<i>Parakidograptus acuminatus</i>	<i>Parakidograptus acuminatus</i>
		<i>Akidograptus ascensus</i>	<i>Akidograptus ascensus</i>
		<i>Stimulograptus sedgwickii</i>	<i>Stimulograptus sedgwickii</i>
LANDOWER	AERON	<i>Stimulograptus sedgwickii</i>	<i>Stimulograptus sedgwickii</i>
		<i>Lituigraptus convolutus</i>	<i>Lituigraptus convolutus</i>
		<i>Monograptus argenteus</i>	<i>Monograptus argenteus</i>
		<i>Demirastrites pectinatus</i> – <i>Demirastrites triangulatus</i>	<i>Diplograptus magnus</i> <i>Demirastrites triangulatus</i>
		<i>Coronograptus cyphus</i>	<i>Coronograptus cyphus</i>
LANDOWER	RUDAN	<i>Cystograptus vesiculosus</i>	<i>Cystograptus vesiculosus</i>
		<i>Parakidograptus acuminatus</i>	<i>Parakidograptus acuminatus</i>
		<i>Akidograptus ascensus</i>	<i>Akidograptus ascensus</i>
		<i>Stimulograptus sedgwickii</i>	<i>Stimulograptus sedgwickii</i>
		<i>Lituigraptus convolutus</i>	<i>Lituigraptus convolutus</i>

FIG. 14. Korelacja regionalnych i standardowych poziomów graptolitowych syluru

W porównaniu do innych grup systematycznych fauny sylurskiej, graptolity wyróżniają się znacznym tempem ewolucji, powszechnym występowaniem w osadach różnych fałd, zazwyczaj wysoką frekwencją, ciągłością zapisu paleontologicznego w poszczególnych profilach i wreszcie szerokim rozprzestrzenieniem geograficznym przy ograniczonym prowincjonalizmie. Ze względu na wspomniane cechy podział biostratygraficzny oparty na graptolitach jest najbardziej szczegółowy, tj. cechuje się znacznym stopniem rozdzielczości i może być najszerzej stosowany. Jego istotną cechą jest to, że odznacza się znacznym – zwłaszcza w skali międzykontynentalnej – potencjałem korelacyjnym (Teller, 1987; Koreń i in., 1996; Storch i in., 2026).

W sekwencjach marglistych i węglanowych syluru stosuje się także schematy podziału biostratygraficznego wywodzące się z innych niż graptolity grup skamieniałości, odpowiadające charakterem podziałom typu parastratygraficznego. Jako ich podstawę wykorzystuje się m.in. konodonty, Chitinozoa, małżoraczki, trylobity, ramienionogi, akritarchy. Jakość i rozdzielczość tych podziałów, a także ich potencjał korelacyjny, są zwykle niższe od standardowego podziału graptolitowego brytyjsko-czeskiego. Istotnymi czynnikami ograniczającymi zakres użyteczności podziałów nie graptolitowych są m.in. silna zależność form przewodnich od fałd i (lub) środowisk sedymentacyjnych, diachroniczność pojawiania się nowych taksonów w poszczególnych regionach, wreszcie niedostateczna precyzja ich korelacji z poziomami graptolitowymi. Podziały te mają charakter regionalny i cząstkowy.

Z podziałów parastratygraficznych, w litofacji marglisto-węglanowej funkcjonują schematy oparte na małżoraczkach oraz trylobitach (Witwicka, 1967; Tomczykowa, Witwicka, 1972, 1974; Żbikowska, 1973, 1974; Nehring-Lefeld, 1988; Tomczykowa, 1988, 1990, 1991). Zasięg stratygraficzny oparty na małżoraczkach obejmuje najmłodsze części syluru, najwyższy ludford–przydol. Występowanie poziomów małżoraczkowych syluru i ich korelacja ze standardowymi poziomami graptolitowymi i konodontowymi została przedstawiona przez Szymańskiego i Modlińskiego (2003: tab. 2). Trylobity występują obficie w marglisto-iltych i węglanowych litofacjach syluru platformy wschodnioeuropejskiej. Współwystępowanie – chociaż nieczęste – z graptolitami oraz z mikroskamieniałościami powoduje, że ich zasięgi posiadają istotną wartość w stratygrafii syluru opartej na faunie mieszannej (Jaworowski, Modliński, 1968; Tomczykowa, 1971, 1991; Tomczykowa, Tomczyk, 1979 i inne).

## 4.1. BIOSTRATYGRAFIA GRAPTOLITOWA

Formalny standard biostratygrafii graptolitowej syluru został opracowany przez Koreń i in. (1996) oraz Melchina i in. (2004, 2012, 2020) i zaadaptowany z pewnymi zmianami w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej (Teller, 1969; Urbanek, Teller, 1997; Kozłowska-Dawdziuk, 1999; Podhalańska, 2019; fig. 14).

Zdecydowana większość profili syluru Polski była opracowana wcześniej zgodnie ze schematem stratygraficznym autorstwa Tomczyka (1968). Schemat ten stosowano we wszystkich profilach otworów wiertniczych opracowanych w Państwowym Instytucie Geologicznym w drugiej połowie XX w. oraz w przeważającej liczbie profili opracowanych przez przedsiębiorstwa poszukiwań naftowych. Schematy te zostały poddane wnikliwej i krytycznej analizie przez Szymańskiego i Modlińskiego (2003). W części profili stosowano podział Tellera (1969), Urbanka i Tellera (1997) z uzupełnieniem Kozłowskiej-Dawdziuk (1999) oraz Porębskiej i in. (2004).

Zgodnie z ratyfikacją dolną granicę syluru stanowi spąg poziomu *Akidograptus ascensus*, wyznaczony w miejscu pojawienia się gatunku *Akidograptus ascensus* i *Parakidograptus praematurus* (Melchin i in., 2012). W podziałach stratygraficznych Polski stosowanych przez Tomczyka (1968, 1990 i in.) dolna granica syluru była różnie wyznaczana: w spągu poziomu *Normalograptus* (obecnie *Metabolograptus persculptus* (Tomczyk, 1968) lub *Akidograptus ascensus* (Tomczykowa, 1988; Tomczyk, 1990). Zgodnie ze standardowym podziałem stratygraficznym poziom *Metabolograptus persculptus* stanowi obecnie najwyższą zonę graptolitową ordowiku. Szymański i Modliński (2003) dolną granicę syluru postawili w spągu poziomu *Akidograptus ascensus* lub *Parakidograptus acuminatus* (fig. 14).

Górną granicę syluru w stratotypowym profilu w Klonk (Czechy) wyznacza pierwsze pojawienie się *Monograptus uniformis uniformis* wraz z *M. uniformis angustidens*. W Polsce, w profilu otworu Chelm IG 1 na Lubelszczyźnie, charakteryzującym się najpełniejszym zapisem graptolitowym przydolu, *M. angustidens* pojawia się przed *M. uniformis* powyżej międzypoziomu *Istrograptus transgrediens*–*Monograptus angustidens*. Jego pierwsze pojawienie się w profilu

przyjmuje się aktualnie za granicę sylur/dewon (Teller, 1997a; fig. 14). W podziale stratygraficznym wg Tomczyka (1968, 1990), Tomczyka i in. (1977), Tomczykowej (1988) granica sylur/dewon była wyznaczana w stropie poziomu *Monograptus angustidens*, co zmieniało istotnie zasięg przydolu.

Granice wenlok/ludlow (czyli pięter homer/gorst) wyznacza, zgodnie z orzeczeniem Międzynarodowej Komisji Stratygrafii Syluru, poziom *Neodiversograptus nilssoni* z gatunkiem wskaźnikowym oraz *Saetograptus varians*. We wszystkich profilach, będących przedmiotem diagnozy stratygraficznej Tomczyka (1968 i in.), granica wenlok/ludlow była wyznaczana w spągu poziomu *Gothograptus nassa*, czyli niżej w profilu, w strefie ujemnej anomalii na krzywej profilowania gamma. Późniejsza korekta granicy wenlok–ludlow była (i jest) powodem niejednoznacznych diagnoz stratygraficznych, gdyż wyznaczenie tej granicy w spągu poziomu *Neodiversograptus nilssoni* przesuwano w polskich profilach spąg ludlowu od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów (Modliński, Szymański, 2003) zwiększając tym samym zasięg wenloku. Zweryfikowane zasięgi głębokościowe wenloku i ludlowu z granicą w spągu poziomu *Neodiversograptus nilssoni*, oparte na przesłankach paleontologicznych lub w przypadku odcinków nierdzewianych na podstawie korelacji z profilami udokumentowanymi biostratygraficznie, zostały przedstawione w wielu opracowaniach archiwalnych Państwowego Instytutu Geologicznego (Modliński i in., 2006; Podhalańska, 2015a,b, 2017, 2019).

Zapis zonacji graptolitowej w osadach syluru platformy wschodnioeuropejskiej składa się z 49 poziomów graptolitowych (fig. 14). Szacunkowa długość trwania pojedynczego poziomu charakteryzuje się względną krótkotrwałością w skali czasu geologicznego i waha się w przedziale od ok. 0,6–0,68 mln lat (ludlow, wenlok–ludlow) do ok. 1,03 mln lat (landower), średnio dla całego systemu wynosi ok. 0,83 mln lat (Melchin i in., 2004).

### 4.1.1. Landower

Zgodnie z aktualnym podziałem stratygraficznym w landowerze wydziela się trzy piętra: rudan, aeron i telich, definiowane 13 poziomami graptolitowymi, 4 w rudanie, 4 w aeronie oraz 5 w telichu (fig. 14).

Piętro rudan reprezentują poziomy *Akidograptus ascensus*, *Parakidograptus acuminatus*, *Cystograptus vesiculosus* i *Coronograptus cyphus*. Poza gatunkami nominatywnymi poziomy te charakteryzują: *Neodiplograptus modestus modestus*, *Normalograptus normalis*, *N. medius*, *N. innotatus innotatus*, *N. scalaris miserabilis*, *N. trifilis*, *Atavograptus sp.*, *Lagarograptus acinaces*, *Rhaphidograptus törnquisti* i inne (m.in. Tomczyk, 1968; Teller, 1969; Podhalańska, 2009, 2015a, b).

Poziomy graptolitowe rudanu zostały udokumentowane w formacji z Jantaru we wszystkich profilach przykrawędziowej (zachodniej) części platformy wschodnioeuropejskiej, gdzie występuje największa ciągłość zapisu graptolitowego całego syluru, a graptolity są liczne i dobrze zachowane (fig. 15). Na obszarze obniżenia bałtyckiego są to wszystkie otwory wiertnicze występujące na wyniesieniu Łęby, np.: Łęba 8, Żarnowiec IG 1, Opalino 1, Kochanowo 1, Tęczyc 1 (fig. 1); Tomczyk, 1968; Modliński i in., 2006; Podhalańska, 2017, 2019). Natomiast na obszarze obniżenia podlaskiego poziomy graptolitowe rudanu rozpoznano m.in. w otworach: Okuniew IG 1, Siedliska IG 1, Pęclin OU-1, Goździk OU-1 (fig. 1; Tomczyk, 1968; Podhalańska, 2017, 2019), a w podłożu niecki płocko-warszawskiej w otworze Polik IG 1 (Tomczyk, Tomczykowa, 1989). Zróznicowany gatunkowo i liczny zespół graptolitów najniższego landoweru występuje także w strefie Biłgoraj–Narol (otwory Narol IG 1 i Narol PIG 2; Podhalańska, 2015b). Na obszarze Lubelszczyzny kontakt formacji z Jantaru z ordowikiem ma charakter erozyjny, a najstarsze otwory syluru w części zachodniej odpowiadają poziomowi *Coronograptus cyphus* (fig. 3, 14). W Górach Świętokrzyskich poziomy graptolitowe rudanu: *Akidograptus ascensus*/*Parakidograptus acuminatus*, *Cystograptus vesiculosus* i *Coronograptus cyphus* udokumentowano w łupkach i radiolarytach formacji z Barda (*sensu* Trela, Salwa, 2007). Ich występowanie odnotowano w odsłonięciach tej formacji znajdujących się w regionie kieleckim, tj. Bardo Stawach, Zalesiu i Zbrzy (Bednarczyk, Tomczyk, 1981; Masiak i in., 2003; Podhalańska, Trela, 2007), a także w otworze wiertniczym Dębniak 1 w regionie łysogórskim (Tomczyk, 1962; Trela i in., 2016).

W strefie Koszalin–Chojnice zidentyfikowano graptolity: *Normalograptus cf. normalis* i *Diplograptus sp.* w otworze Toruń 1 na głębokości 5298,0 m, które wskazują na obecność najniższego syluru (fig. 5). Deformacje utworów dolnego syluru można wiązać z kaledonią kolizją Awalonii i Bałtyki oraz tektonicznym oddziaływaniem tworzącego się orogenu na jego przedpole (Żaba, Poprawa, 2006).

Piętro aeron jest datowane pięcioma poziomami graptolitowymi od *Demirastrites triangulatus* w spągu do *Stimulograptus sedgwickii*

w stropie (fig. 14). Gatunkom nominatywnym towarzyszą m.in. *Demirastrites fimbriatus*, *D. triangulatus*, *Pristiograptus gregarius*, *Pseudoclimacograptus hughesi*, *Rhaphidograptus törnquisti*, *Cephalograptus cometa*, *Parapetalograptus palmeus* oraz gatunki z rodzaju *Rastrites*. Poziomy graptolitowe aeronu zostały udokumentowane w niższej części formacji mułowca z Pasłęka na całym obszarze zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej (Szymański, Modliński, 2003; Modliński i in., 2006; Podhalańska, 2017, 2019). W części środkowej i wschodniej obszaru bałtyckiego np. w profilach Prabuty IG 1 i Gołdap IG 1 (Tomczyk, 1974, 1975c) poziomy *Demirastrites triangulatus* do *Lituigraptus convolutus* dokumentują wyższą część formacji z Jantaru oraz dolną formacji z Pasłęka (Modliński i in., 2006; Podhalańska, 2017, 2019). Aeronie poziomy *Stimulograptus sedgwickii*, *Rastrites maximus* występują w ilasto-mułowcowych osadach profilu Lutom 1, w strefie Koszalin–Chojnice (Teller, 1974).

Piętro telich jest dokumentowane 5 poziomami graptolitowymi od *Spirograptus turriculatus* do *Cyrtograptus lapworthi* (Teller, 1969; Urbanek, Teller, 1997; fig. 14). Taksony diagnostyczne dla telichu to m.in. spiralne formy *Sp. turriculatus*, *Oktavites spiralis* oraz *Monograptus crispus* i najstarszy z rodzaju *Cyrtograptus*, *C. lapworthi*. Poziomy te występują w wyższej części formacji z Pasłęka w obniżeniu bałtyckim, podłożu niecki płocko-warszawskiej oraz zachodniej części obniżenia podlaskiego i lubelskiego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego (fig. 15). W strefie Koszalin–Chojnice zidentyfikowano obecnie poziomów *Spirograptus turriculatus* i *Monograptus crispus* w otworze Lutom 1 (fig. 5; Teller, Korejwo, 1968; Teller, 1974).

Poziomem graptolitowym wyższego telichu występującym we wszystkich profilach platformy wschodnioeuropejskiej jest poziom *Oktavites spiralis*, który był uważany przez Tellera (1969) za najwyższy poziom landoweru (fig. 14). W wielu profilach landoweru bałtyckiej części basenu (np. profile Borcz 1, Żarnowiec IG 1, Prabuty IG 1) powyżej poziomu *Oktavites spiralis* występuje poziom *Cyrtograptus lapworthi*. Może on być odpowiednikiem poziomu (lub części poziomu) *Stomatograptus grandis* wydzielanego przez Tomczyka (1990) jako najwyższy poziom graptolitowy landoweru.

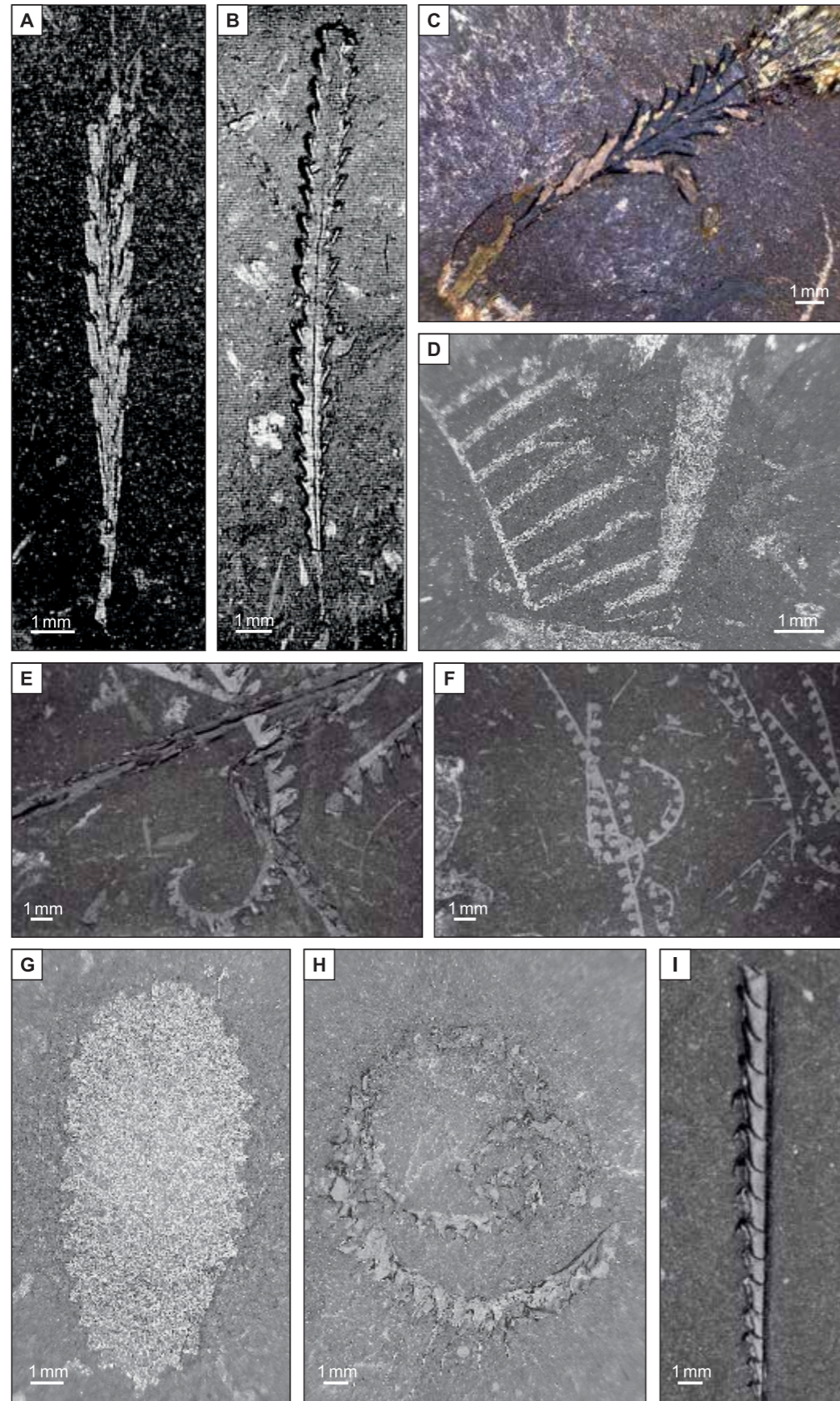
W Górach Świętokrzyskich poziomy graptolitowe aeronu i telichu występują w warstwach dębniackich regionu łysogórskiego, a w regionie kieleckim – w warstwach bardziańskich środkowych (Tomczyk, 1962; Bednarczyk, Tomczyk, 1981). W części łysogórskiej (otwór Dębniak 1) udokumentowano poziomy: *Lituigraptus convolutus* i *Stimulograptus sedgwickii* aeronu oraz *Spirograptus turriculatus*, *Monograptus crispus* i *Oktavites spiralis* górnego telichu (Tomczyk, 1962; Trela i in., 2016). W regionie kieleckim występuje natomiast poziom *Monograptus gregarius* w łupkach aeronu odsłaniających się w Międzygórzu (kamieniołom w wąwozie Chelm) oraz Zbrzy (Tomczyk, 1954, 1962), a także poziomy wyższego telichu: *Monograptus crispus*, *Monoclimacis griestoniensis* i *Oktavites spiralis* w Bardo Stawach (Bednarczyk, Tomczyk, 1981).

### 4.1.2. Wenlok

W wenloku wydziela się dwa piętra, niższe szejnwud i wyższe homer datowane poziomami graptolitowymi (fig. 14). Dolną granicę szejnwudu wyznacza spąg poziomu *Cyrtograptus centrifugus* (Urbanek, Teller, 1997) lub *Cyrtograptus purchisoni* (Storch i in., 2026), górną – spąg poziomu *Cyrtograptus lundgreni*. Fauna graptolitowa szejnwudu jest zdominowana, poza gatunkami nominatywnymi, przez taksony rodzaju *Cyrtograptus*, takie jak: *C. purchisoni*, *C. rigidus*, *C. perneri*. Poziomy graptolitowe szejnwudu zostały udokumentowane w formacji z Pęplina obniżenia bałtyckiego, podłoża niecki płocko-warszawskiej, a także zachodniej części obniżenia podlaskiego i obszaru lubelskiego (fig. 16). Natomiast w najdalej na zachód położonym otworze Słupsk IG 1 poziomy graptolitowe szejnwudu datują już początek sedymentacji formacji z Kociewia z charakterystycznymi przeławieniami płytowców silikoklastycznych (Jaworowski, 2000; Modliński i in., 2006; Porębski, Podhalańska, 2017, 2019; Mazur i in., 2018).

Dolną granicę homeru stanowi spąg poziomu *Cyrtograptus lundgreni*, dla którego gatunkiem nominatywnym jest *C. lundgreni*, a górną spąg poziomu *Neodiversograptus nilssoni* (fig. 14). Poziomy graptolitowe homeru występują w formacji z Pęplina na całym obszarze jej występowania na platformie wschodnioeuropejskiej oraz w formacji z Kociewia zachodniej części obszaru bałtyckiego i podłoża niecki płocko-warszawskiej, np. w otworze Polik IG 1 (Podhalańska, 2018).

W strefie Koszalin–Chojnice wenlockie poziomy graptolitowe występują w ilowcach profilu Wierchocina 4 na głębokości 1964,0–2003,0 m, gdzie została stwierdzona obecność *Monograptus Flemingi*, *Pristiograptus dubius*, *Testograptus testis* oraz *Cyrtograptus sp.* (Teller, 1974). Dokumentują one poziom graptolitowy *Cyrtograptus lundgreni* dolnego homeru (fig. 5). Podobnego wieku są ilowce mułowcowe w profilu Klosnowo IG 1.



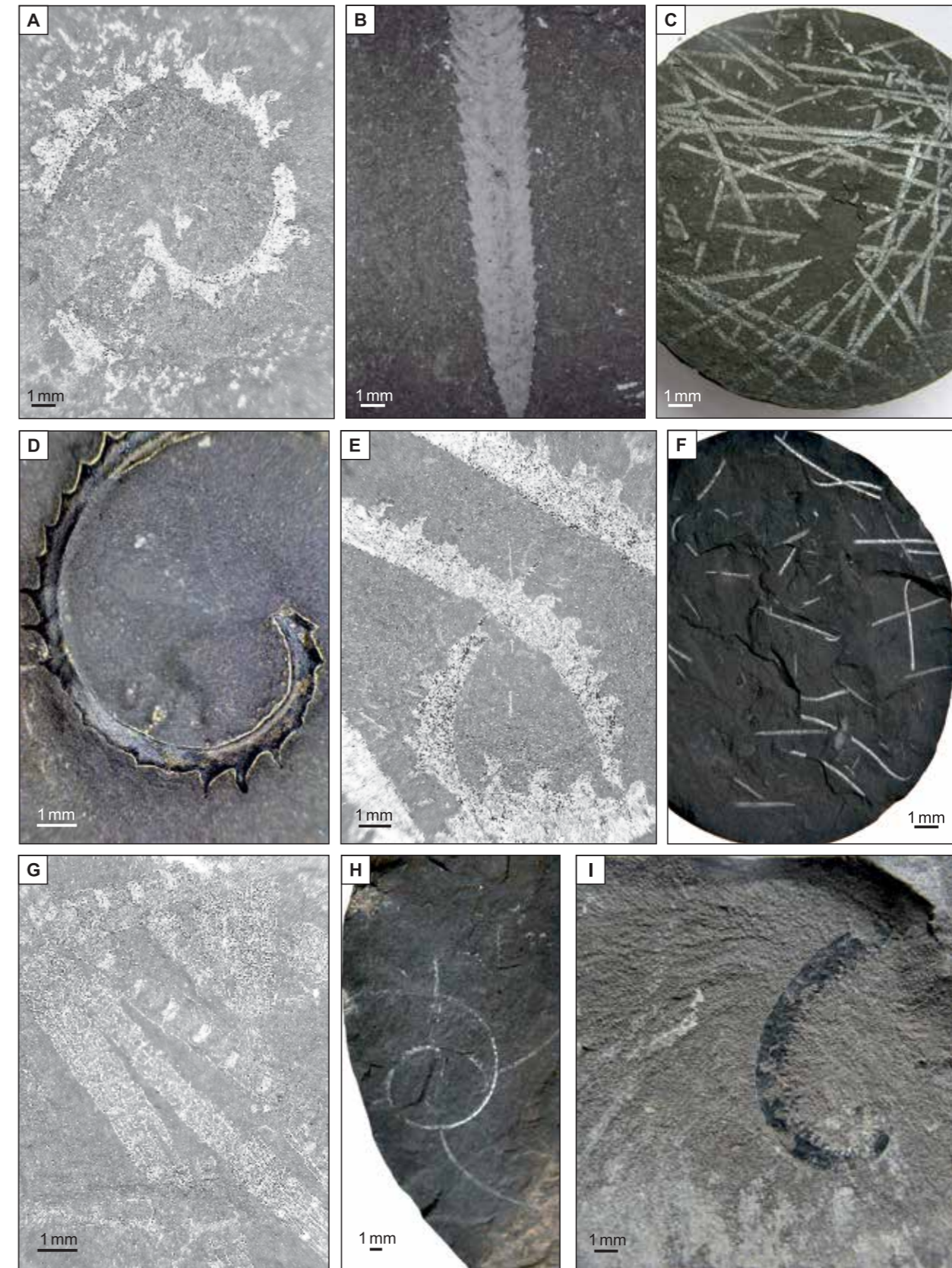
**FIG. 15.** Przewodnie i charakterystyczne graptolity landowera formacji z Jantaru i formacji z Pasłęka:  
**A** – *Akidograptus ascensus*, otwór Leba 8, głęb. 2658,7 m;  
**B** – *Parakidograptus acuminatus*, otwór Kościerzyna IG 1, głęb. 4393,0 m (A, B z: Podhalańska, 2009);  
**C** – *Dimorphograptus epilongissimus*, otwór Opalino 2, głęb. 2882,0 m;  
**D** – *Rastrites longispinus*, otwór Kościerzyna IG 1, głęb. 4383,0 m;  
**E** – *Demirastrites triangulatus fimbriatus*, otwór Prabuty IG 1, głęb. 3348,0 m  
**F** – *Streptograptus loydelli*, otwór Lubocino 1, głęb. 2891,0 m;  
**G** – *Petalolithus minor*, otwór Uścimów OU-1, głęb. 3334,0 m;  
**H** – *Spirograptus turriculatus*, otwór Wysin 1, głęb. 3934,2 m;  
**I** – *Monograptus parapriodon*, otwór Borch 1, głęb. 3643,0 m; (fot. z: Podhalańska, 2019)

Niemal wszystkie poziomy graptolity wienku są reprezentowane w sylurze świętokrzyskim, gdzie zostały rozpoznane w warstwach bardziańskich górnych regionu kieleckiego oraz łupkach ciekockich dolnych w regionie łysogórskim (tab. 2; Tomczyk, 1962, 1968; Tomczykowa, 1968; Deczkowski, Tomczyk, 1969; Kowalczyk, Tomczyk, 1981; Tomczyk, Tomczykowa, 1981, 2000; Radzevičius, 2006; Radzevičius i in., 2019). Pełna dokumentacja paleontologiczna poziomów graptolitowych *Cyrtograptus murchisoni*, *Monograptus riccartonensis*, *Monograptus flexilis*, *Cyrtograptus rigidus* i *Cyrtograptus perneri* szejnwudu występuje w regionie łysogórskim, w otworach wiertniczych Wilków 1 i Daromin IG 1 (Deczkowski, Tomczyk, 1969; Tomczykowa, Tomczyk, 2000). Częściowo ich obecność stwierdzono także w profilach syluru kieleckiego, np. w Mójczy, Bukówce, Niestachowie, Kleczanowie i Międzygórzu (Tomczyk, 1954, 1968; Tomczykowa, Tomczyk, 1981). Poziomy graptolity homeru (*Cyrtograptus lundgreni*,

*Pristiograptus parvus*–*Gothograptus nassa*, *Colonograptus prae-deubeli*, *Colonograptus deubeli* i *Colonograptus ludensis*) są udokumentowane w klasycznym profilu syluru świętokrzyskiego w wąwozie Prągowiec oraz otworach wiertniczych Wilków 1 i Daromin IG 1 (Tomczyk, 1962, 1968; Deczkowski, Tomczyk, 1969; Kowalczyk, Tomczyk, 1981; Tomczyk, Tomczykowa, 1981, 2000; Radzevičius i in., 2019).

**4.1.3. Ludlow**

Ludlow dzieli się na dwa piętra, gorst i ludford. Dolną granicę gorstu stanowi spąg poziomu *Neodiversograptus nilssoni* z gatunkiem wskaźnikowym oraz z *Saetograptus varians*, a strop wyznacza poziom *Cucullograptus hemiaversus* (fig. 14). W górze dominują graptolity z rodzaju *Lobograptus*, które pozwoliły na wyróżnienie



**FIG. 16.** Przewodnie i charakterystyczne graptolity wienku formacji z Pelplina:  
**A** – *Cyrtograptus cf. murchisoni*, część proksymalna, otwór Syczyn OU-1, głęb. 2750,4 m;  
**B** – *Retiolites geinitzianus*, otwór Opalino 2, głęb. 2817,0 m;  
**C** – *Monograptus riccartonensis*, otwór Borch 1, głęb. 3620,0 m;  
**D** – *Cyrtograptus* sp., część proksymalna, otwór Opalino 2, głęb. 2819,1 m;  
**E** – *Monograptus flexilis*, otwór Wojcieszków 1, głęb. 2974,3 m;  
**F** – *Mediograptus flexuosus*, otwór Busówno IG 1, głęb. 2867,3 m;  
**G** – *Gothograptus nassa*, otwór Kochanowo 1, głęb. 3003,3 m;  
**H** – *Cyrtograptus lundgreni*, otwór Tłuszcz IG 1, głęb. 1870,5 m;  
**I** – *Testograptus testis*, otwór Borch 1, głęb. 3529,5 m; (fot. z: Podhalańska, 2019)

poziomów *Lobograptus progenitor*, *Lobograptus scanicus* oraz *Lobograptus invertus* (fig. 14). Poziomy graptolity gorstu zostały udokumentowane na całym obszarze kratonu wschodnioeuropejskiego w mułowcowych i mułowcowo-pyłowcowych formacjach przykrawędziowej (zachodniej) części kratonu (Słupsk IG 1): w górnej części formacji z Pelplina, niższej części formacji z Kociewia na wyniesieniu Łęby, m.in. w otworach Lębork IG 1, Borch 1, Lubocino 1, Prabuty IG 1 (Szymański, Modliński, 2003; Podhalańska, 2019) oraz podłoża niecki płocko-warszawskiej (jak w Polik IG 1) i w facjach ilasto-marglistych i węglanowo-marglistych wschodnich obszarów obniżenia bałtyckiego (np. w otworach wiertniczych Bartoszyce IG 1 i Goldap IG 1 – Tomczyk, 1974), obniżenia podlaskiego (m.in. otwory: Żebrak IG 1, Mielnik IG 1 – Tomczyk, 1975a; Urbanek, Teller, 1997; Podhalańska, 2019) oraz obszaru lubelskiego (np. w otworach Krowie Bagno IG 1, Kaplonosy IG 1, Wojcieszków 1 – Podhalańska, 2019), a także w mułowcach strefy Biłgoraj–Narol (w otworach Narol IG 1 i Narol PIG 2 – Podhalańska, 2015b).

Ludford datują poziomy od *Cucullograptus aversus* (i jego odpowiednik *Saetograptus leintwardinensis*), po strop poziomu *Monograptus (U.) spineus* (fig. 14; Urbanek, Teller, 1997). Dokładne rozpozniowanie ludfordu i przydolu było możliwe dzięki wysokorozdzielczym badaniom stratygraficznym profilu Mielnik IG 1 odwierconego we wschodniej części obniżenia podlaskiego (Urbanek, 1997). Tomczyk (1968) zidentyfikował w tym interwale graptolity rodzaju *Pristiograptus* i *Monograptus ex gr. formosus* (Tomczyk i in., 1977). Obecność poziomów graptolitowych ludfordu jest udokumentowana w formacji z Kociewia na całym obszarze Polski północnej i wschodniej. Charakterystyczna i przewodnia fauna graptolitów niższego ludfordu obejmuje rodzaje *Cucullograptus*, *Saetograptus*, *Bohemograptus* oraz *Neocucullograptus*. Wyższy ludford reprezentują poziomy od *Pseudomonoclimacis latilobus/Slovinograptus balticus* do *Monograptus (Uncinatograptus) spineus* (Urbanek, Teller, 1997; fig. 17). Ten ostatni interwał stratygraficzny, czyli wyższy ludford, jest równoznaczny z utworami dokumentowanymi przez zespół *Monograptus ex gr. formosus*

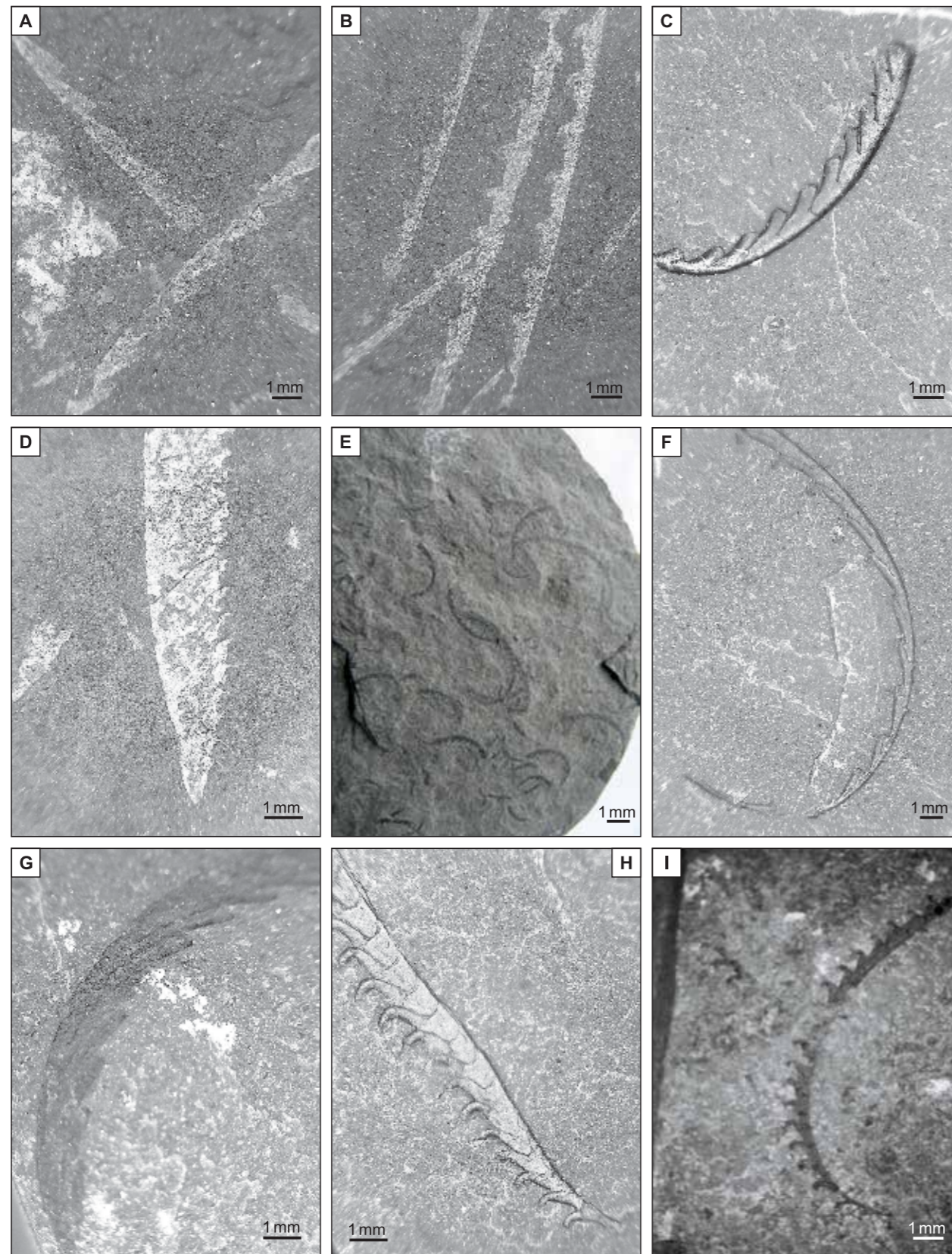
wyróżnianym w licznych opracowaniach jako górne warstwy siedleckie (m.in. Tomczyk, 1968; Tomczykowa, Tomczyk, 1979).

W strefie Koszalin–Chojnice udokumentowano obecność poziomu *Bohemograptus bohemicus tenuis* w ilowcach i mułowcach w otworze wiertniczym Nicponie 1; poziom ten wskazuje na ich ludfordski wiek (fig. 5, 14).

W Górach Świętokrzyskich występują poziomy graptolitowe gorstu i dolnego ludfordu: *Neodiversograptus nilssoni*, *Lobograptus scanicus* i *Saetograptus leintwardinensis*, zidentyfikowane w warstwach pragowieckich i łupkach wilkowskich, natomiast w szarogłazach niewachlowskich/formacji z Trzcianki występują graptolity poziomu *Bohemograptus* dolnego/środkowego ludfordu (Tomczyk, 1954, 1968; Deczkowski, Tomczyk, 1969).

#### 4.1.4. Przydół

Rewizję zespołu graptolitów najwyższego syluru przeprowadził Teller (1997a, b) w kluczowym dla platformy wschodnioeuropejskiej profilu otworu Chelm IG 1. W porównaniu do wcześniejszych badań (Teller, 1964) wydzielił w przydołu osiem poziomów graptolitowych, opartych głównie na rodzajach *Neocolonograptus* i *Monograptus*. Najniższym poziomem przydołu jest *Neocolonograptus parultimus*, a najwyższym *Istrograptus transgrediens*, powyżej którego występuje międzypoziom *transgrediens–angustidens*, interwał, w którym graptolity nie występują, zastąpione przez dość obfitą faunę bentosową (Korejwo, Teller, 1964). Granicę sylur/dewon określa spąg poziomu *Monograptus angustidens* wyznaczony w miejscu pierwszego pojawienia się *M. angustidens* i wyżej *M. uniformis*, wskaźnikowy dla kolejnego, wyższego poziomu dewonu (Teller, 1997a).



**FIG. 17.** Przewodnie i charakterystyczne graptolity ludlowu formacji z Kociewia: **A** – *Neodiversograptus nilssoni*, część proksymalna; otwór Wysin 1, głęb. 3740,5 m; **B** – *Lobograptus scanicus*, otwór Wysin 1, głęb. 3712,0 m; **C** – *Bohemograptus praecornutus*, otwór Wojcieszów 1, głęb. 2586,8 m; **D** – *Saetograptus chimaera*, otwór Uścimów OU-1, głęb. 3238,9 m; **E** – *Bohemograptus cornutus*, otwór Borcz 1, głęb. 3740,0 m; **F** – *Neocucullograptus kozłowski*, otwór Wojcieszów 1, głęb. 2272,9 m; **G** – *Polonograptus egregius*, otwór Wojcieszów 1, głęb. 2581,4 m; **H** – *Slovinograptus balticus*, otwór Syczyn OU-1, głęb. 3128,2 m; **I** – *Formosograptus formosus*, otwór Bytów IG 1, głęb. 1899,0 m; (fot. z: Podhalańska, 2019)

## Chemostratygrafia izotopowa

Badania izotopów węgla wykazały obecność w sylurze czterech pozytywnych anomalii  $\delta^{13}\text{C}$ , które są istotnymi chemostratygraficznymi horyzontami korelacyjnymi o ponadregionalnym – globalnym – zasięgu. Anomalie te mają charakter zdarzeń izotopowych związanych z perturbacjami klimatyczno-eustatycznymi i biotycznymi syluru (Trotter i in., 2016 i literatura tam cytowana). Najlepiej udokumentowane zdarzenia izotopowe odnotowano w dolnym szejnwaldzie (zdarzenie z Ireviken), górnym wenloku (zdarzenie z Mulde/lundgreni), środkowym ludfordzie (zdarzenie z Lau) i na granicy z dewonem (zdarzenie z Klonk); (Cramer i in., 2011). Ich zapis geochemiczny udokumentowano w materiale węglanowym ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ) i materii organicznej ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ). Ponadto na sylurskiej krzywej izotopowej węgla zarejestrowano niewielkie pozytywne anomalie w dolnym i górnym aeronie, dolnym telichu (zdarzenie z Valgu) i dolnym ludfordzie (Cramer i in., 2011).

W Polsce zdarzenie izotopowe z Ireviken odnotowano w profilach otworów wiertniczych Grabowiec 6 i Zwierzyniec 1 na Lubelszczyźnie. Analizy składu izotopowego węgla materii organicznej w mułowcach landoweru i wenloku wykazały wzrost  $\delta^{13}\text{C}$  do poziomu  $-26\text{‰}$  w Grabowcu i  $-27\text{‰}$  w Zwierzyncu, w interwale obejmującym poziomy graptolitowe *Cyrtograptus murchisoni* i *Monograptus riccantonensis* dolnego szejnwaldu (Sullivan i in., 2018).

W przeciwieństwie do zdarzenia z Ireviken, zdarzenie z Mulde na obszarze Polski jest udokumentowane zarówno w materiale węglanowym, jak i materii organicznej. Utożsamiana z nim pozytywna anomalia  $\delta^{13}\text{C}$  została odnotowana w osadach węglanowych górnego wenloku otworu Widowo IG 1, we wschodniej części obniżenia podlaskiego (Jarochowska, Munnecke, 2015). Pik ten mieści się w poziomie konodontowym *Ozarkodina bohémica longa* górnego homeru i stanowi doskonały horyzont chemostratygraficzny, na podstawie którego profil syluru w Widowie IG 1 skorelowano z sukcesją osadową Podola i Gotlandii. Przesłanki zapisu izotopowego zdarzenia z Mulde w materii organicznej osadów mułowych górnego

wenloku są obecne w otworze Bartoszyce IG 1 we wschodniej części basenu bałtyckiego (Porębska i in., 2004) oraz profilu Prągowiec w Górach Świętokrzyskich (Radzevičius i in., 2019). Jednak niewielka liczba próbek, na podstawie których zidentyfikowano w tych obszarach zdarzenie z Mulde, nie daje pełnego obrazu zmian składu izotopowego węgla w tym interwale stratygraficznym i natury samej anomalii.

Wyraźny wzrost wartości  $\delta^{13}\text{C}$  (ok.  $-26\text{‰}$ ) w materii organicznej mułowców dolnego ludlowu występuje w profilu otworu Grabowiec 6. Został on skorelowany z pozytywną anomalią dolnego ludfordu z Estonii i Podola (Sullivan i in., 2018).

Anomalia izotopowa  $\delta^{13}\text{C}$  zdarzenia z Lau należy do największych w fanerozoiku, a jej wartość osiąga nawet  $+11\text{‰}$ . Towarzyszy jej kryzys biotyczny i związane z nim masowe wymieranie konodontów, graptolitów i ramienionogów (Calner, 2008). Najpełniejsza dokumentacja zdarzenia izotopowego z Lau w Polsce pochodzi z łysogórskiej części Gór Świętokrzyskich (profil Rzepin; Kozłowski, Munnecke, 2010) i platformy wschodnioeuropejskiej (otwory: Mielnik IG 1 i Pasłęk IG 1; Kozłowski, Sobień, 2012; Kozłowski, 2020), a utożsamiana z nim dodatnia anomalia  $\delta^{13}\text{C}$  została stwierdzona w osadach węglanowych środkowego ludfordu. Anomalia ta osiąga wartość prawie  $9\text{‰}$  w profilu Rzepina i ponad  $6\text{‰}$  w otworze wiertniczym Mielnik IG 1 i przypada na interwał pomiędzy poziomem graptolitowym *Neocucullograptus kozłowski* oraz *Pseudomonoclimacis latilobus/Slovinograptus balticus*, stanowiąc horyzont stratygraficzny umożliwiający korelację tych profili z sukcesjami górnego syluru w Bałtoskandii, Wielkiej Brytanii, Czechach czy Podola. Kozłowski i Munnecke (2010) wykazali związek pozytywnej anomalii izotopowej  $\delta^{13}\text{C}$  z inicjalną transgresją późnego ludlowu, a Kozłowski (2015) przedstawił model rozwoju zdarzenia z Lau w środowisku subtropikalnych platform węglanowych, w którym istotną rolę przypada biochemicznie zintensyfikowanej precypitacji węglanów i frakcjonacji izotopowej węgla ściśle powiązanej z wahaniami klimatu.

## Magnetostratygrafia

Magnetostratygrafia syluru w Polsce jest rozpoznana fragmentarycznie na podstawie danych z profili Bardo Stawy i Mójcza w Górach Świętokrzyskich oraz otworu wiertniczego Grabowiec 6 na Lubelszczyźnie (Hounslow i in., 2021a,c).

W Bardo Stawach udokumentowano obecność poziomu o polarności normalnej – magnetozone LL1n – obejmującej poziomy graptolitowe *Akidograptus ascensus/Parakidograptus acuminatus* i *Cystograptus vesiculosus* piętra rudan (Hounslow i in., 2021a). Granica ordowiku i syluru w tym profilu (pogranicze poziomów *Monograptus persculptus* i *Akidograptus ascensus*) mieści się jeszcze w magnetozone UO6r – o polarności odwrotnej – która w magnetostratygrafii ordowiku wyznacza strop tego systemu. Polarność odwrotna odnotowano także w stropie piętra rudan – w poziomie graptolitowym

*Coronograptus cyphus* – i skorelowano ją z magnetozoną LL1r (Hounslow i in., 2021a).

Badania paleomagnetyczne osadów pogranicza landoweru i wenloku w otworze wiertniczym Grabowiec 6 wskazują na obecność zony o polarności normalnej w interwale stratygraficznym od poziomu graptolitowego *Oktavites spiralis* górnego telichu po *Cyrtograptus murchisoni* dolnego szejnwaldu (Hounslow i in., 2021a). Interwał ten w magnetostratygrafii syluru Hounsłowa i in. (2021a) mieści się w magnetozone WE1n, która stanowi dolny fragment większej jednostki o polarności normalnej obejmującej cały wenlok. Jej zapis paleomagnetyczny odpowiadający środkowemu wenlokwemu został prawdopodobnie odnotowany też w mułowcach warstw pragowieckich profilu mójczańskiego k. Kielc (Hounslow i in., 2021b).

## Ewolucja środowisk depozycji w sylurze na obszarze Polski

Sukcesja sylurska polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej, bloku łysogórskiego i bloku małopolskiego stanowi wypełnienie kaledońskiego basenu przedgórskiego (fig. 1), który został uformowany w efekcie fleksuralnego ugięcia zachodniego brzegu Bałtyki w czasie kolizji z Awalonią (Poprawa i in., 1999; Narkiewicz, 2002; Kozłowski, 2003, 2008; Nawrocki, Poprawa, 2006; Kozłowski i in., 2014; Mazur i in. 2018). Wypełnianie to jest złożone z osadów ilastych i mułowcowych tworzących perykratyczny pas łupkowy oraz turbidytów mułowcowo-pyłowcowych w zachodniej części basenu (Jaworowski, 1971, 2000; Porębski i in., 2013; Malec i in., 2016; Dziadzio i in., 2017).

Wczesny etap ewolucji architektury facjalnej sylurskiego basenu przedgórskiego na terenie Polski jest związany z rozwojem osadów

ilastych landoweru, które wykazują zróżnicowanie cech litologicznych i sedymentologicznych odzwierciedlające zmienne warunki depozycji i natlenienia kolumny wody. Istotną rolę przy rekonstrukcji sylurskiej ewolucji basenu kaledońskiego odgrywają czarne ilowce i łupki graptolitowe będące regionalnym zapisem deficytu tlenu (okresowo nawet warunków euksynicznych w kolumnie wody), które sygnalizują globalne zmiany klimatyczno-eustatyczne (Nielsen, 2004; Melchin i in., 2004, 2012). W stratygrafii sekwencji zajmują one położenie w późnej fazie ciągu TST, a nawet w początkowym etapie ciągu HST (Wignall, Maynard, 1993). Czarne bitumiczne mułowce rudanu o podwyższonej zawartości TOC (*total organic carbon*) wyznaczają spąg sukcesji ilowcowej syluru w zachodniej części bałtyckiego i podlaskiego segmentu platformy wschodnioeuropejskiej oraz miejscami w Górach Świętokrzyskich i Podkar-

## 7

Ewolucja środowisk depozycji w sylurze na obszarze Polski

paciu, gdzie spoczywają w ciągłości sedimentacyjnej na osadach hirnantu (np. z luką stratygraficzną obejmującą różne poziomy landoweru albo z luką stratygraficzną obejmującą różne poziomy landoweru (np. Lubelszczyzna, częściowo Podlasie i Góry Świętokrzyskie).

Wczesny etap ewolucji sylurskiego basenu przedpola SW Bałtyki charakteryzował się zwiększoną pojemnością akomodacyjną i niewielką podażą materiału terygenicznego, co było następstwem poglacialnego wzrostu poziomu morza pod koniec hirnantu i inicjalnej subsydencji fleksuralnej. Zapisem facjalnym tego etapu – niewypełnionego basenu – jest skondensowany interwał czarnych mułowców rudanu (lokalnie także wczesnego aeronu) formacji z Jantaru i Barda, które powstały w warunkach zwiększonej pierwotnej produktywności wód powierzchniowych (Porębski i in., 2013; Trela i in., 2016; Dziadzio i in., 2017; Trela, 2021). Diachronizm ich dolnej granicy i luki stratygraficznej między ordowikiem i sylurem na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej (zwłaszcza w strefie podlaska-lubelskiej) i kieleckim segmentem Gór Świętokrzyskich jest przesłanką przemawiającą za związkiem architektury stratygraficzno-facjalnej wczesnego landoweru z tektonicznie ukształtowaną fizjografią basenu. W wielu miejscach (np. Lubelszczyzna) spąg czarnych mułowców rudanu ma charakter transgresywnej powierzchni erozyjnej (Porębski i in., 2013; Porębski, Podhalańska, 2019), a ich zasięg stratygraficzny wskazuje na diachronizm minimum tlenowego i akumulację nieutlenionej materii organicznej w dalekim obrzeżu rampy węglanowej, być może w częściowo izolowanych strefach śródbasenowych o założeniach tektonicznych (zob. Podhalańska, 2009; Porębski i in., 2013; Dziadzio i in., 2017; Trela, 2021). Obecność progów podmorskiego postulowanego w strefie kieleckiej sprzyjała uruchamianiu prądów wstępujących (zob. Kremer, 2005) przez pasaty SE odpowiedzialne za okresowy wzrost pierwotnej produktywności i masowe wystąpienia radiolarii w dystalnym szelfie strefy kieleckiej (Trela, Salwa, 2007; Trela, 2021). Natomiast w obniżeniu bałtyckim izolowana elewacja podmorska – o stałej tendencji wznoszącej – była w rudanie miejscem depozycji z suspensji zawiesiny węglanowej poniżej sztormowej podstawy falowania, z której powstały wapienie formacji z Barcian, a ich obecny gruzłowy charakter jest efektem wczesnej diagenety w warunkach freatycznych, a okresowo nawet wadycznych (Jaworowski, Modliński, 1968; Skompski, Paszkowski, 2017).

Wielodyscyplinarne badania geologiczne systemu sylurskiego jednoznacznie wskazują, że klimat w aeronie i telichu podlegał wahanom wynikającym z aktywności lądolodu gondwańskiego (Diaz-Martinez, Grah, 2007; Lehnart i in., 2010; Trotter i in., 2016), co znajduje swoje odzwierciedlenie na sylurskiej krzywej zmian poziomu morza (Loydell, 1998; Johnson i in., 1998; Johnson, 2006). W basenie kaledońskim Bałtyki panowały w tym czasie zmienne warunki redoks przy utrzymującej się wciąż depozycji drobnoziarnistych osadów klastycznych, co manifestuje się alternacją zielonoszarych/szarych i czarnych/ciemnoszarych mułowców ilastych, które na platformie wschodnioeuropejskiej przyjmują charakterystyczne „zebrowe” warstwowanie (Feldman-Olszewska, Roszkowska-Remin, 2016; Trela i in., 2016; Dziadzio i in., 2017; Gambacorta i in., 2019). Architektura facjalna aeronu i telichu wykazuje wiele analogii z poordowickim zapisem osadowym wczesno-paleozoicznej epoki glacialnej (*Early Palaeozoic Icehouse*), trwającej od katu do wczesnego wenloku, charakteryzującej się cyklicznym zapisem zmian glacieustacyjnych w postaci przewarstwień czarnych/ciemnych łupków w jasnoszarych mułowcach (Page i in., 2007). W tym kontekście, interwały zielonoszarych i zbioturbowanych ilowców w basenie kaledońskim odpowiadają okresom wentylacji i wzrostowi natlenienia strefy dennej (zob. Trela i in., 2016; Gambacorta i in., 2019; Hounslow i in., 2021b), w następstwie uaktywnienia cyrkulacji warstwy piaskowców i mułowców szarogłazowych, pojawił się dopiero w ludfordzie (fig. 7, 10). Materiał ten był dostarczany ze strefy szwu między bałtyckim segmentem kontynentu Laurosji a lukiem wysp wulkanicznych położonym na zachód i SW i utożsamianym z hipotetycznym lukiem Teisseyre'a, rozwinęły ponad strefą subdukcji płyty bałtyckiej z awalońską (Kozłowski i in., 2004, 2014). Według cytowanych autorów, depozycja szarogłazów w kieleckim i łysogórskim segmentcie Gór Świętokrzyskich odbywała się w częściowo oddalonych od siebie basenach, zasilanych jednak z tego samego źródła, a ich obecna konfiguracja jest efektem niewielkiego (nie większego niż 200 km) posylurskiego lewoskrętnego przesunięcia obu obszarów. Podstawą takiej argumentacji jest skład petrograficzny i wskaźniki geochemiczne szarogłazów w tych regionach, będące przesłanką o większym recyklingu materiału w strefie łysogórskiej.

skowcowych formacji z Kociewia (fig. 2; Jaworowski, 2000). Zapis depozycji z dystalnych prądów zawieszonych zaznaczył się już w środkowym landowerze (aeron–telich) strefy Koszalin–Chojnice (Podhalańska, Modliński, 2006). Litosomy turbidytowe na platformie wschodnioeuropejskiej przyjmują postać progradujących w kierunku wschodnim i SE wyklinań zstępujących rozwinętych powyżej osadów mułowych wenloku i ludowu (Porębski i in., 2013). Ich zapis facjalny wskazuje na cykliczne spływanie pakietów mułowcowo-pyłowcowo-piaskowcowych i depozycję osadu przy udziale wpływów hiperpyklnalnych oraz cyrkulacji falowo-sztormowej w obrębie prodelta szelfowej rozwinętej przy orogenicznej strefie basenu kaledońskiego (Dziadzio i in., 2017).

We wschodnim i SE segmencie sylurskiego basenu przedpola Bałtyki w wenloku dominowała depozycja drobnoziarnistego osadu klastycznego, a wpływ materiału pochodzenia orogenicznego był znacznie mniejszy lub nie zaznaczył się wcale (fig. 1, 2). Akumulacja osadów litofacji ilowcowej odbywała się z zawiesiny, ale także przy udziale słabych prądów trakcyjnych o genezie sztormowej, które w zapisie osadowym pozostawiły laminy mułowcowo-węglanowe i pyłowe soczewki riplemarkowe, a w dolnym ludowie cienkie warstwy wapieni marglistych i ziarnistych. Materiał osadowy do tej części basenu był dostarczany z obrzeżenia klastyczno-węglanowego szelfu perykratonicznego (Modliński i in., 2006; Porębski i in., 2013). Udział słabych prądów sztormowych odgrywał istotną rolę w epizodycznej wentylacji przeważnie słabo natlenionej, a okresowo nawet anoksycznej, strefy przydennej. Istotnym komponentem litofacji ilowcowej wenloku i ludowu są konkretne węglanowe będące wskaźnikami istotnych zmian systemu depozycyjnego, które sygnalizują przerwy w sedimentacji materiału klastycznego i warunki sprzyjające wczesnodiaogenetycznej precypitacji węglanu wapnia na granicy między strefą redukcji siarczanów i metanogenezy, przy okresowym wzroście pierwotnej produktywności (Bojanowski i in., 2019; Trela, Salwa, 2019). Czarne łupki w spągu sukcesji ilowcowej wenloku (dolny szajnwd) dokumentują anoksję przydenną w basenowej części szelfu i okresową euksynię w strefie fotycznej (zob. Smolarek i in., 2016; Gambacorta i in., 2019). Ich pozycja stratygraficzna (poziomy graptolitowe *Cyrtograptus murchisoni*–*Monograptus riccartonensis*) wskazuje, że łupki te są regionalnym zapisem pulsu transgresywnego związanego ze zdarzeniem z Ireviken (Smolarek i in., 2016; Trela i in., 2016), które w sylurskim basenie Bałtyki posiada czytelną sygnaturę izotopową (zob. podrozdz. 5). Zmiany eustatyczne są dość dobrze zapisane w wenlockiej części formacji z Pelplina, w której zidentyfikowano transgresywno-regresywną cykliczność mułowcowych asocjacji facjalnych z wyraźnymi spłycajami we wczesnym szajnwdzie i środkowym homerze (Dziadzio i in., 2017).

W homerze miało miejsce jedno z najbardziej dramatycznych wydarzeń w historii graptolitów, którego konsekwencją było prawie całkowite wymarcie zespołów planktonicznych – zdarzenie z *Lundgreni*/Mulde (Porębska i in., 2004; Calner, 2008). Obok oportunistycznego graptolita *Pristiograptus dubius* przetrwał jeden przedstawiciel retiolitidów, *Gothograptus nassa*. Po typowym zespole kryzysowym, masowo reprezentowanym przez *P. dubius* i *G. nassa*, obserwowana jest faza odradzania się fauny graptolitowej z *Colonograptus praedeubeli* z bujnie rozwiniętą fauną retiolitową linii ewolucyjnej *Spinograptus* wraz z dwoma nowymi gatunkami przypuszczalnie przodkami linii *Plectograptus* (Kozłowska-Dawidziuk, 1999; Porębska i in., 2004). Zapis zdarzenia z *Lundgreni* zaznaczył się także w górnowenlockim zespole akritarchowym Gór Świętokrzyskich (Masiak, 1999, 2010).

Architektura facjalna ludowu w basenie kaledońskim Bałtyki wskazuje, że w jego świętokrzyskiej części materiał pochodzenia orogenicznego, tworzący warstwy piaskowców i mułowców szarogłazowych, pojawił się dopiero w ludfordzie (fig. 7, 10). Materiał ten był dostarczany ze strefy szwu między bałtyckim segmentem kontynentu Laurosji a lukiem wysp wulkanicznych położonym na zachód i SW i utożsamianym z hipotetycznym lukiem Teisseyre'a, rozwinęły ponad strefą subdukcji płyty bałtyckiej z awalońską (Kozłowski i in., 2004, 2014). Według cytowanych autorów, depozycja szarogłazów w kieleckim i łysogórskim segmentcie Gór Świętokrzyskich odbywała się w częściowo oddalonych od siebie basenach, zasilanych jednak z tego samego źródła, a ich obecna konfiguracja jest efektem niewielkiego (nie większego niż 200 km) posylurskiego lewoskrętnego przesunięcia obu obszarów. Podstawą takiej argumentacji jest skład petrograficzny i wskaźniki geochemiczne szarogłazów w tych regionach, będące przesłanką o większym recyklingu materiału w strefie łysogórskiej.

Strefa pelagiczna szelfu Bałtyki była miejscem biochemicznie indukowanych hipersaturacji węglanowych w postaci precypitatów kalcytowych typu „whittings”, które jako laminy i cienkie warstwy węglanowe są komponentem litologicznym towarzyszącym mułowcom górnowenlockiej części formacji z Pelplina (Zenker, Kozłowski, 2017) oraz górnowenlockiego ognia Redy (Kozłowski, 2015). Zdarzenia zwiększonej saturacji kalcytowej miały związek z dostawą materiału eolicznego, o czym świadczy obecność detrytycznego dolomitu i kwarcu frakcji pyłowej, będącego istotnym komponentem

mineralnym lamin węglanowych (Kozłowski, Sobień, 2012). Zwiększona podaż pyłu eolicznego sprzyjała eutrofizacji szelfu bałtyckiego, zakwitom pikocyanobakterii i wytrącaniu w toni wodnej i strefie powierzchniowej specyficznych kalcytowych „sparoidów” (Kozłowski, 2015). Według tego autora pył kwarcowo-dolomitowy był wywiewany z odsłoniętej i erodowanej brzeżnej strefy platformy węglanowej, a zdaniem Skompskiego i Paszkowskiego (2017) obszarem alimentacyjnym mogła być wysychająca okresowo ordowicko–sylurska sebha/playa, występująca w rejonie Moskwy. Intensyfikacja tych procesów w późnym ludowie była zbieżna w czasie z regresją morską i tożsma ze zdarzeniem izotopowym z Lau (Kozłowski, 2015).

Pod koniec ludowu i na początku przydolu nastąpiło wypełnienie i spłylenie basenu kaledońskiego, a zmiana ta manifestuje się w części łysogórskiej Gór Świętokrzyskich obecnością marginalno–morskich facji klastyczno-węglanowych formacji z Winnicy oraz ich lądowego ekwiwalentu reprezentowanego przez formację z Rachtanki (fig. 7; Kozłowski, 2003, 2008). W strefie Koszalin–Chojnice depozycja osadów wyższej części syluru była poprzedzona przez śródsylurskie deformacje tektoniczne związane z wielofazową kolizją Awalonii z Bałtyką, które od późnego ordowiku progradowały w kierunku przedpola strefy kolizyjnej (Żaba, Poprawa, 2006). W przybrzeżnym środowisku morskim strefy łysogórskiej powstały wapienie ooidowe ognia z Jadownik, zastąpione następnie przez osady nadbrzeżnej równi mułowej ognia z Belcza oraz progradującej równi pyłowej lub migrującego systemu deltowego ognia Słupianki z zapisem spływających się ku górze cyklów depozycyjnych (Kozłowski, 2003, 2008). Zidentyfikowana w tej sukcesji pozytywna anomalía izotopowa węgla z zdarzenia z Lau jest związana z powolną inicjalną transgresją, skorelowaną z zapisem facjalnym i geochemicznym górnego syluru w Gotlandii (Kozłowski, Munnecke, 2010). Występujące wyżej piaskowce i łupki ilaste formacji z Bronkowic i ze Zwoli rejestrują pogłębienie środowiska depozycji do głębokości otwartego szelfu w czasie krótkotrwałej transgresji morskiej we wczesnym przydolu (Kozłowski, 2008). Ponowny powrót środowiska lądowego w środkowym (?późnym) przydolu dokumentują czerwone osady terygeniczne warstw klonowskich (formacji z Podchelmia wg Kozłowskiego, 2008). Czarnocki (1937) uznał warstwy klonowskie za oldredową fację kontynentalną, a według szczegółowej analizy sedimentologicznej Kowalczewskiego i in. (1998) reprezentują one środowisko lądowe z cechami typowymi dla stożków aluwialnych i równi roztokowych. Odmienne poglądy na temat genezy warstw klonowskich zaprezentował Malec (2006), który uznał je za osady stożka podmorskiego. Zasięg facji kontynentalnych był ograniczony do obszaru łysogórskiego, gdyż na jego północnym przedpolu – w rejonie Ciepłelowa i Warki – odbywała się depozycja osadów ilastych w strefie otwartego szelfu. Pod koniec syluru transgresja morska objęła także obszar łysogórski, o czym świadczy obecność ilowców formacji z Rudek, a spoczywające wyżej mułowce formacji bostowskiej są zapisem postępującej regresji we wczesnym lochkowie (Kozłowski, 2008).

Kaledoński cykl sedimentacyjno-diastraficzny w kieleckiej części Gór Świętokrzyskich kończy zlepnienie miedzianogórski (fig. 10; zob. Szulczewski, 2006 i literatura tam cytowana), który zdaniem

## Magmatyzm

Przejawy sylurskiej aktywności magmowej na terenie Polski występują na obszarze bloku małopolskiego oraz w Sudetach. Są to intruze diabazowe rozpoznane w południowej (kieleckiej) części Gór Świętokrzyskich oraz metabazyty w Sudetach. Ponadto, w sukcesji syluru świętokrzyskiego i kratonu wschodnioeuropejskiego odnotowano liczne K-bentonity.

W świętokrzyskiej części bloku małopolskiego intruza diabazowa występuje w formie dajki pokładowej o miąższości 20–30 m, w strefie granicznej łupków graptolitowych i szarogłazów warstw niewachlowskich, dolnego i środkowego ludowu. Jej naturalne odsłonięcia można prześledzić w synklinie bardziańskiej regionu kieleckiego, np. w wąwozie Prągowiec, dolinie bezimiennego potoku w Zalesiu oraz we wsi Widelki (Czarnocki, 1919, 1958). W synklinie bardziańskiej intruza i towarzyszące jej skały syluru są niezgodnie przykryte przez piaskowce dolnego dewonu (Kowalczewski, Lisik, 1974). Charakterystyką geochemiczną a skład petrograficzny wskazują, że odmiana drobnoziarnista diabazów należy do toleitów oliwinowych, a średnioziarnista odpowiada toleitom kwarcowym, jednak z niską zawartością kwarcu (Krzemiński, 2004). Badania wieku bezwzględnej metodą Ar-Ar plagioklazów wykazały, że intruza bardziańska powstała w późnym ludowie, ok. 424 ±6 mln lat temu, i była związana z późnosylurską ekstensją (Nawrocki i in., 2007). Sygnatura geochemiczna sylurskich diabazów z Gór Świętokrzyskich wska-

## 7

Ewolucja środowisk depozycji w sylurze na obszarze Polski

Kowalczewskiego i in. (1998) jest ekwiwalentem stratygraficznym warstw klonowskich i reprezentuje grubookruchowe osady delty stożkowej. Natomiast Kozłowski (2008) skorelował go z formacją z Winnicy i formacją z Rachtanki w regionie łysogórskim. Pochodzenie materiału okruchowego tworzącego szkielet ziarnowy tego zlepnięcia jest istotnym argumentem wykorzystywanym w rekonstrukcjach późnokaledońskiej ewolucji tektonicznej i paleogeograficznej Gór Świętokrzyskich (zob. Kowalczewski i in., 1998; Malec, 2001; Szulczewski, 2006; Kozłowski, 2008 i literatura tam cytowana). Obecność otoczków piaskowców kwarcytowych ze skamieniałościami środkowokambryjskich trylobitów *Paradoxides tessini* (Czarnocki, 1937) przyjęto za główną przesłankę transportu materiału okruchowego z południa (Szulczewski, 2006; Kozłowski, 2008 i literatura tam cytowana), gdzie występują skały kambryjskie ze skamieniałościami tych trylobitów (Czarnocki, 1919). Należy jednak zwrócić uwagę na wzmiankę Czarnockiego (1950: str. 19) dotyczącą występowania *Paradoxides tessini* w osadach środkowego kambru Gór Pieprzowych, które w schemacie litostratygraficznym Orłowskiego (1975) należą do formacji z Gór Pieprzowych lokowanej obecnie w łysogórskiej części Gór Świętokrzyskich (Kowalczewski i in., 2006). Za dostawą otoczków zlepnięcia miedzianogórskiego z NW części regionu łysogórskiego ma przemawiać wzrost jego miąższości w tym kierunku oraz skład otoczków, wśród których są obecne kambryjskie piaskowce kwarcytowe – skały występujące w Paśmie Mastowskim Gór Świętokrzyskich (Czarnocki, 1937; Malec, 1993, 2001; odmienny podgląd ze wskazaniem transportu z południa – zob. Szulczewski, 2006; Kozłowski, 2008). Dodatkowym argumentem za transportem z NW jest obecność w otoczkach żył kwarcowych o składzie chemicznym inkluzji i temperaturze homogenizacji analogicznym do żył z kambru łysogórskiego (zob. Salwa, Jarosiński, 2006). Udział otoczków kambru łysogórskiego w składzie zlepnięcia miedzianogórskiego był jedną z przesłanek koncepcji tektoniczno-paleogeograficznej pogranicza syluru i dewonu w Górach Świętokrzyskich, zakładającej funkcjonowanie w tym czasie dwóch basenów sedimentacyjnych – odpowiednio, klonowskiego na północy i niewachlowsko-miedzianogórskiego na południu – rozdzielonych obszarem wyniesionym w rejonie dzisiejszego tzw. pasma głównego (Kowalczewski i in., 1998). W modelu tym materiał grubookruchowy zlepnięcia miedzianogórskiego był deponowany w basenie południowym, a jego obszarem alimentacyjnym było wyniesienie rozdzielające oraz południowa część regionu kieleckiego. W północnym basenie klonowskim był formowany stożek aluwialny z równiami roztokowymi.

Depozycja osadów syluru w Sudetach odbywała się w basenach związanych z armorykańskim zespołem terranowym, rozwinętych w południowej części oceanu Reik (Aleksandrowski i in., 2000). Sukcesja sylurska jednostki kaczańskiej powstała w basenie o skorupie oceanicznej, który rozwinął się z inicjalnego ryftu kontynentalnego (Furnes i in., 1994). Mułowce i ilowce syluru Gór Bardzkich są fragmentem wczesnokarbońskiej przymy akrecyjnej (Wajsprych, 1986; Franke i in., 1993). Zapis sedimentacyjny i wskaźniki geochemiczne tych osadów wskazują, że ich depozycja odbywała się w warunkach zmniejszonego natlenienia kolumny wody z epizodami znacznej kondensacji stratygraficznej oraz anoksycznego dna i strefy fotycznej (Porębska, Koszowska, 2001).

zują, że reprezentują one typ magmatyzmu śródpłytkowego związanego z dolnymi partiami skorupy ziemskiej (Krzemiński, 2004).

W Sudetach skały magmowe są reprezentowane przez metabazyty o charakterystyce chemicznej typu MORB (*Mid-Ocean Ridge Basalts* – bazyty grzbietów śródoceanicznych) występujące w Górach Kaczawskich, które towarzyszą czarnym łupkom i czertom syluru. Są zapisem formowania basenu o skorupie oceanicznej, który powstał po przekształceniu basenów ekstensyjnych inicjalnego ryftu kontynentalnego (Furnes i in., 1994; Patočka, Smulikowski, 2000; Mazur i in., 2010). Datowania U-Pb cyrkonów z ofiolitu śród-sudeckiego dostarczyły danych wskazujących, że tworzące go skały (serpentytyny, metagabra i amfibolity) są produktem wczesnodewońskiego wulkanizmu bazaltowego (ok. 400 mln lat temu, zob. Dubińska i in., 2004), który mógł być zainicjowany już pod koniec syluru (ok. 420–422 mln lat temu, zob. Oliver i in., 1993).

Częstym komponentem litologicznym profili syluru w Polsce są K-bentonity, występujące w formie lamin o grubości kilku milimetrów oraz przewarstwień o miąższości 1–15 cm, chociaż zdarzają się pojedyncze warstwy o grubości nawet 35 cm. Na ogół tworzą charakterystyczne jasnoszare i zielonkawe albo jasnobrunatne przewarstwienia w ciemnych łupkach graptolitowych wenloku i dolnego ludowu kratonu wschodnioeuropejskiego i Gór Świętokrzyskich, a po-

nadto ich obecność odnotowano także w mułowcach i szarogłazach środkowego i górnego ludlowu (Ryka, Tomczyk, 1959; Langier-Kuźniarowa, 1964, 1967; Langier-Kuźniarowa, Ryka, 1972; Anczkiewicz i in., 2017; Trela i in., 2018). Badania geochemiczne sylurskich K-bentonitów kratonu wschodnioeuropejskiego wskazują na alkaaliczno-wapniowy charakter magmatyzmu źródłowego (analizy pierwiastków śladowych), który był związany z częściowym wytopianiem skorupy kontynentalnej (Anczkiewicz i in., 2017). Datowania U-Pb cyrkonów z K-bentonitów wenloku, wykonane przez tych autorów, wskazują, że wiek erupcji wulkanicznej można oszacować na 430 mln lat. Wiek U-Pb epizodów magmowych w Górach Święto-

krzyskich (tuf warstw kieleckich) ustalony został na ludlow (414 ±6 mln lat temu; Krzemińska, Krzemiński, 2019). Obszarem źródłowym sylurskich K-bentonitów w estońskim segmencie Bałtyki był zdaniem Kiipli i in. (2013) wulkanizm związany ze strefą kaledonidów skandynawskich, a główną przesłanką tej tezy jest rozkład miąższości występujących tam warstw, które wykazują większą grubość w kierunku zachodnim i NW. Sygnatura geochemiczna K-bentonitów z basenu bałtyckiego (geograficznie bliskiego Estonii) wskazuje na ich związek z pokolizyjnym, wewnątrzplytowym wulkanizmem, który funkcjonował w strefie kolizji Awalonii z Bałtyką (Anczkiewicz i in., 2017).

## Literatura

Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Pin C., Zalasiewicz J.A., 2000. The Polish Sudetes – Caledonian or Variscan? Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 90: 127–146.

Anczkiewicz R., Porębski S., Kędzior A., Paszkowski M., 2017. Geochronologia i tektonogeneza ordowicko-sylurskich K-bentonitów basenu bałtyckiego. W: Opracowanie map zasięgu, biostratygrafia utworów dolnego paleozoiku oraz analiza ewolucji tektonicznej przykrawędziowej strefy platformy wschodnioeuropejskiej dla oceny rozmieszczenia niekonwencjonalnych złóż węgłowodórów (red. J. Golonka, S. Bębenek): 306–319. Wydaw. Arka, Cieszyn.

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). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 179: 223–257.

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). Geologia Sudetica, 31: 33–59.

Bednarczyk W., Tomczyk H., 1981. Punkt 4: Bardo Stawy. W: Przewodnik 53 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 139–143.

Bednarczyk W., Korejwo K., Łobanowski H., Teller L., 1968. Stratigraphy of the Paleozoic sediments from borehole Strozyska 5 (Miechów trough, S Poland). Acta Geologica Polonica, 18: 677–687.

Bodzioch A., Kozłowski W., Popławska A., 2003. A *Cooksonia*-type flora from the Upper Silurian of the Holy Cross Mountains, Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 48: 653–656.

Bojanowski M., Kędzior A., Porębski S., Radzikowska M., 2019. Origin and significance of early-diagenetic calcite concretions and barite from Silurian black shales in the East European Craton, Poland. Acta Geologica Polonica, 69: 403–430.

Botor D., Golonka J., Zajac J., Papiernik B., Guzy P., 2017. Generowanie i ekspulsja węgłowodórów w utworach dolnopaleozoicznych w obszarze SW skłonu wschodnioeuropejskiej platformy prekambryjskiej w NE Polsce: implikacje dla poszukiwań złóż niekonwencjonalnych. W: Opracowanie map zasięgu, biostratygrafia utworów dolnego paleozoiku oraz analiza ewolucji tektonicznej przykrawędziowej strefy platformy wschodnioeuropejskiej dla oceny rozmieszczenia niekonwencjonalnych złóż węgłowodórów (red. J. Golonka, S. Bębenek): 423–451. Wydaw. Arka, Cieszyn.

Buła Z., 2000. Dolny paleozoik Górnego Śląska i zachodniej Małopolski. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 171.

Buła Z., Habryn R., 2011. Precambrian and Palaeozoic basement of the Carpathian Foredeep and the adjacent Outer Carpathians (SE Poland and western Ukraine). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 81: 221–239.

Calner M., 2008. Silurian global events—at the tipping point of climate change. W: Mass extinction (red. A.M.T. Elewa): 21–58. Springer, Heidelberg.

Chorowska M., Radlicz K., Tomczyk H., 1981. Utwory ordowiku, syluru i dewonu w Lubaniu (Sudety, Góry Kaczawskie). Kwartalnik Geologiczny, 25: 243–264.

Cocks R.M., Torsvik T.H., 2005. Baltica from the late Precambrian to Mid-Palaeozoic times: the gain and loss of a terrane's identity. Earth-Science Reviews, 27: 39–66.

Cramer B.D., Brett C.E., Melchin M.J., Männik P., Kleffner M.A., McLaughlin P.I., Loydell D.K., Munnecke A., Jeppsson L., Corradini C., Brunton F.R., Saltzman M.R., 2011. Revised correlation of Silurian Provincial Series of North America with global and regional chronostratigraphic units and  $\delta^{13}C_{carb}$  chemostratigraphy. Lethaia, 44: 185–202.

Czarnocki J., 1919. Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. Prace Towarzystwa Naukowego Warszawskiego, 28.

Czarnocki J., 1937. Przegląd stratygrafii i paleogeografii dewonu dolnego Gór Świętokrzyskich. Sprawozdania Polskiego Instytutu Geologicznego, 8: 129–200.

Czarnocki J., 1950. Geologia regionu łysogórskiego w związku z zagadnieniem złoża rud żelazistych w Rudkach. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Czarnocki J., 1958. Surowce mineralne w Górach Świętokrzyskich. Prace Instytutu Geologicznego, 21: 5–232.

Dadlez R., 1978. Podpermskie kompleksy skalne w strefie Koszalin-Chojnice. Kwartalnik Geologiczny, 22: 269–302.

Dadlez R., 1982. W sprawie interpretacji profilu starszego paleozoiku w otworze Toruń 1. Przegląd Geologiczny, 30: 273–276.

Dadlez R., Kowalczewski Z., Znosko J., 1994. Some key problems of the pre-Permian tectonics of Poland. Geological Quarterly, 38: 169–190.

Deczkowski Z., Tomczyk H., 1969. Starszy paleozoik z otworu Wilków, północna część Gór Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 13: 14–24.

De Vos W., Feldrappe H., Pharaoh T., Smith N., Vejbak O., Verniers J., Nawrocki J., Poprawa P., Belka Z., 2010. Pre-Devonian. W: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 59–69. EAGE Publications b.v., Houten.

Diaz-Marinez E., Grahn Y., 2007. Early Silurian glaciation along the western margin of Gondwana (Peru, Bolivia and northern Argentina): Palaeogeographic and geodynamic setting. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 245: 62–81.

Dowgiałło W.D., 1974. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, ark. Opatów (854). Wydaw. Geol., Warszawa.

Dubińska E., Bylina P., Kozłowski A., Dörr W., Nejbert K., Schastok J., Kulicki C., 2004. U-Pb dating of serpentinitization: hydrothermal zircon from a metasomatic rodingite shell (Sudetic ophiolite, SW Poland). Chemical Geology, 203: 183–203.

Dziedzic P., Porębski S.J., Kędzior A., Liana B., Lis P., Paszkowski M., Podhalańska T., Ząbek G., 2017. Architektura fałdowa syluru zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego. W: Opracowanie map zasięgu, biostratygrafia utworów dolnego paleozoiku oraz analiza ewolucji tektonicznej przykrawędziowej strefy platformy wschodnioeuropejskiej dla oceny rozmieszczenia niekonwencjonalnych złóż węgłowodórów (red. J. Golonka, S. Bębenek): 232–277. Wydaw. Arka, Cieszyn.

Eisenack A., 1972. Chitinozoen and andere Mikrofossilien aus der Bohrung Leba, Pommern. Palaeontographica, A, 139.

Feldman-Olszewska A., Roszkowska-Remin J., 2016. Litofacje formacji perspektywicznych dla gazu i ropy w łupkach w utworach ordowiku i syluru na obszarze bałtyckim i podlasko-lubelskim. Przegląd Geologiczny, 64: 968–975.

Franke W., Żelaźniewicz A., Porębski S.J., Wajspriech B., 1993. Saxothuringian Zone in Germany and Poland: differences and common features. Geologische Rundschau, 82: 583–599.

Furnes H., Kryza R., Muszyński A., Pin C., Garmann L.B., 1994. Geochemical evidence for progressive, rift-related early Paleozoic volcanism in the western Sudetes. Journal of the Geological Society, 151: 91–109.

Gambacorta G., Menichetti E., Trincianti E., Torricelli S., 2018. Orbital control on cyclical primary productivity and benthic anoxia: Astronomical tuning of the Telychian Stage (Early Silurian). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 495: 152–162.

Gambacorta G., Menichetti E., Trincianti E., Torricelli S., 2019. The Silurian climatic transition recorded in the epicontinental Baltica Sea. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 517: 16–29.

Golonka J., Bębenek S. (red.), 2017. Opracowanie map zasięgu, biostratygrafia utworów dolnego paleozoiku oraz analiza ewolucji tektonicznej przykrawędziowej strefy platformy wschodnioeuropejskiej dla oceny rozmieszczenia niekonwencjonalnych złóż węgłowodórów. Wydaw. Arka, Cieszyn.

Grotek I., 2016. Rozpoznanie petrologiczne i dojrzałość termiczna materii organicznej w utworach kambru, ordowiku i syluru na obszarze bałtyckim i podlasko-lubelskim. Przegląd Geologiczny, 64: 1000–1004.

Habryn R., Krzemińska E., Krzemiński L., Markowiak M., Zieliński G., 2020. Detrital zircon age data from the conglomerates in the Upper Silesian and Małopolska blocks, and their implications for the pre-Variscan tectonic evolution (S Poland). Geological Quarterly, 64: 321–341.

Haydukiewicz J., 1990. Stratigraphy of Paleozoic rocks of the Góry Bardzkie and some remarks on their sedimentation. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 179: 275–284.

Hounslow M.W., Harris S.E., Wójcik K., Nawrocki J., Woodcock N.H., Ratcliffe K.T., Montgomery P., 2021a. Geomagnetic polarity during the early Silurian: the first magnetostratigraphy of the Llandovery. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 567, 110245.

Hounslow M.W., Ratcliffe K.T., Harris S.E., Nawrocki J., Wójcik K., Montgomery P., Woodcock N.H., 2021b. The Telychian (early Silurian) oxygenation event in the northern Europe: A geochemical and magnetic perspective. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 567, 110277.

Hounslow M.W., Harris S.E., Wójcik K., Nawrocki J., Ratcliffe K.T., Woodcock N.H., Montgomery P., 2021c. A geomagnetic polarity stratigraphy for the Middle and Upper Ordovician. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 567, 110225.

Jachowicz-Zdanowska M., 2010. Palinologia kambru dolnego bloku górnośląskiego w regionie krakowskim. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 443: 1–31.

Jarochocka E., Munnecke A., 2015. Late Wenlock carbon isotope excursions and associated conodont fauna in the Podlasie Depression, eastern Poland: a not-so-big crisis? Geological Journal, 51: 683–703.

Jaworowski K., 1971. Sedimentary structures of the Upper Silurian siltstones in the Polish Lowland. Acta Geologica Polonica, 21: 519–571.

Jaworowski K., 2000. Facies analysis of the Silurian shale-siltstone succession in Pomerania (northern Poland). Geological Quarterly, 44: 297–315.

Jaworowski K., Modliński Z., 1968. Dolnosylurskie wapienie gruzłowe w północno-wschodniej Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 12: 493–506.

Jaworowski K., Jurkiewicz H., Kowalczewski Z., 1967. Sinian i paleozoik z otworu wiertniczego Jaronowice IG 1. Kwartalnik Geologiczny, 11: 21–38.

Johnson M.E., 2006. Relationship of Silurian sea-level fluctuations to oceanic episodes and events. GFF, 128: 115–121.

Johnson M.E., Rong J., Kershaw S., 1998. Calibrating Silurian eustasy against the erosion and burial of coastal paleotopography. New York State Museum Bulletin, 491: 3–13.

Jurkiewicz H. (red.), 1976. Jaronowice IG-1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 34.

Jurkiewicz H. (red.), 1991. Książ Wielki IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 71.

Karcz P., Janas M., 2016. Materia organiczna łupków kambru, ordowiku i syluru w basenie bałtycko-podlasko-lubelskim Polski. Przegląd Geologiczny, 64: 995–999.

Kiipli T., Soesoo A., Kallaste T., 2013. Geochemical evolution of Caledonian volcanism recorded in the sedimentary rocks of the eastern Baltic region. Geological Society Special Publications, 390: 177–192.

Korejwo K., Teller L., 1964. Upper Silurian non-graptolite fauna from the Chełm borehole, eastern Poland. Acta Geologica Polonica, 14: 233–301.

Koreń T., Lenz A.C., Loydell D.K., Melchin M.J., Storch P., Teller L., 1996. Generalized graptolite zonal sequence defining Silurian time intervals for global palaeogeographic studies. Lethaia, 29: 59–60.

Kosakowski P., Kotarba M.J., Piestrzyński A., Shogenova A., Węglaw D., 2017. Petroleum source rock evaluation of the Alum and Dictyonema Shales (Upper Cambrian-Lower Ordovician) in the Baltic basin and Podlasie depression (eastern Poland). International Journal of Earth Sciences, 106: 743–761.

Kotarba M.J., 2010. Origin of hydrocarbon gases accumulation in the Middle Cambrian reservoirs in the Polish part of the Baltic region. Geological Quarterly, 54: 197–204.

Kowalczewski Z., Jaworowski K., Kuleta M., 1998. Klonów Beds (uppermost Silurian-lowermost Devonian) and the problem of Caledonian deformations in the Holy Cross Mts. Geological Quarterly, 42: 341–378.

Kowalczewski Z., Lisik R., 1974. Nowe dane o diabazach i budowie geologicznej okolic Prągowca w Górach Świętokrzyskich. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 275: 113–158.

Kowalczewski Z., Tomczyk H., 1981. Wąwóz Prągowiec koło Barda. W: Przewodnik 53 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 143–151.

Kowalczewski Z., Turnau E., 1997. Nowe dane o skałach paleozoicznych z okolic Klonowa i Bostowa w Górach Świętokrzyskich. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 53: 116–118.

Kowalczewski Z., Zylińska A., Szczepanik Z., 2006. Kambr w Górach Świętokrzyskich. W: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 14–27.

Kowalska S., Kranc A., Maksym A., Śmist P., 2000. Budowa geologiczna podłoża trzeciorzędu w północno-wschodniej części zapadliska przedkarpackiego, w rejonie Lubaczów-Biszczka. Nafta, 56: 158–178.

Kozłowska-Dawidziuk A., 1999. Wydarzenie *Cyrtograptus lundgreni* a rozwój retiolitów (Graptolithina) na platformie wschodnioeuropejskiej. Przegląd Geologiczny, 47: 354–358.

Kozłowski W., 2003. Age, sedimentary environment and palaeogeographical position of the Late Silurian oolitic beds in the Holy Cross Mountains (Central Poland). Acta Geologica Polonica, 53: 341–357.

Kozłowski W., 2008. Lithostratigraphy and regional significance of the Nowa Słupia Group (Upper Silurian) of the Łysogóry Region (Holy Cross Mountains, Central Poland). Acta Geologica Polonica, 58: 43–74.

Kozłowski W., 2015. Eolian dust influx and massive whittings during the kozłowski/Lau Event: carbonate hypersaturation as a possible driver of the mid-Ludfordian Carbon Isotope Excursion. Bulletin of Geosciences, 90: 807–840.

Kozłowski W., 2020. Marine snow and epipelagic suspensoids in the Reda carbonates and a pronounced mid-Ludfordian (Silurian) CIE in the axis of the Baltic Basin (Poland). Acta Geologica Polonica, 70: 529–567.

Kozłowski W., Munnecke A., 2010. Stable carbon isotope development and sea-level changes during the Late Ludlow (Silurian) of the Łysogóry region (Rzepin section, Holy Cross Mountains, Poland). Facies, 56: 615–633.

Kozłowski W., Sobiech K., 2012. Mid-Ludfordian coeval carbon isotope, natural gamma ray and magnetic susceptibility excursions in the Mielnik IG-1 borehole (Eastern Poland) – dustiness as a possible link between global climate and the Silurian carbon isotope record. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 339: 74–97.

Kozłowski W., Tomczykowa E., 1999. A new occurrence of benthic fauna in the Niewachłów Greywackes (Upper Silurian) from Zalesie near Lagów in the Holy Cross Mountains. Geological Quarterly, 43: 129–136.

Kozłowski W., Domańska J., Nawrocki J., Pecsckay Z., 2004. The provenance of the Upper Silurian greywackes from the Holy Cross Mountains (Central Poland). Mineralogical Society of Poland Special Papers, 24: 251–254.

Kozłowski W., Domańska-Siuda J., Nawrocki J., 2014. Geochemistry and petrology of the Upper Silurian greywackes from the Holy Cross Mountains (central Poland): implications for the Caledonian history of the southern part of the Trans-European Suture Zone (TESZ). Geological Quarterly, 58: 311–336.

Kremer B., 2005. Mazuelloids: product of post-mortem phosphatization of acanthomorphic acritarchs. Palaios, 20: 27–36.

Kremer B., Kaźmierczak J., 2005. Cyanobacterial mats from Silurian black radiolarian cherts: phototrophic life at the edge of darkness? Journal of Sedimentary Research, 75: 897–906.

Kryza R., Muszyński A., 1992. Pre-Variscan volcanic-sedimentary succession of the central southern Góry Kaczawskie, SW Poland: outline geology. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 62: 117–140.

Krzemińska E., Krzemiński L., 2019. Magmatic episodes in the Holy Cross Mountains, Poland – a new contribution from multi-age zircon populations. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 474: 43–58.

Krzemiński L., 2004. Geochemical constraints on the origin of the mid-Palaeozoic diabases from the Holy Cross Mts. and Upper Silesia, southeastern Poland. Geological Quarterly, 48: 147–158.

Krzemiński L., Poprawa P., 2006. Geochemia klastycznych osadów ordowiku i syluru ze strefy Koszalin-Chojnice i zachodniej części basenu bałtyckiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 123–147.

Kuberska M., Sikorska-Jaworowska M., Kozłowska M., Podhalańska T., 2021. Petrographic characteristics of the Ordovician and Silurian deposits in the Baltic Basin (N Poland) and their relevance for unconventional hydrocarbon accumulations. Geological Quarterly, 65: 44.

Langier-Kuźniarowa A., 1964. Bentonity sylurskie na Niżu Polskim. Kwartalnik Geologiczny, 8: 397–398.

Langier-Kuźniarowa A., 1967. Petrografia ordowiku i syluru na Niżu Polski. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 197: 115–328.

Langier-Kuźniarowa A., Ryka W., 1972. Bentonity sylurskie Gór Świętokrzyskich. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 261: 7–30.

Łazauskiene J., Stephenson R., Sliupa S., van Wees J.D., 2003. 3-D flexural modelling of the Silurian Baltic basin. Tectonophysics, 346: 115–135.

Lehnart O., Männik P., Joachimski M.M., Calner M., Fryda J., 2010. Palaeoclimate perturbations before the Sheinwoodian glaciation: A trigger for extinctions during the 'Ireviken Event'. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 296: 320–331.

Lis P., 2010. Analiza sedymentologiczna drobnociąmnych osadów ordowicko-sylurskich basenu podlasko-lubelskiego. Przegląd Geologiczny, 58: 259–262.

Lis P., Bohacs K.M., 2012. Parasequences in mudstone strata. W: GeoShale 2012: 237–251.

Loydell D., 1998. Early Silurian sea-level changes. Geological Magazine, 135: 447–471.

Łabędzki J., 1976. Wyniki badań petrograficznych (Jaronowice IG 1). Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 34: 58–89.

Maksym A., Śmist P., Pietrusiak M., Staryszak G., Liszka B., 2003. Nowe dane o rozwoju utworów dolnopaleozoicznych w rejonie Sędziszów Małopolski – Rzeszów w świetle wyników wiercenia Hermanowa 1. Przegląd Geologiczny, 51: 412–418.

Malec J., 1993. Upper Silurian and Lower Devonian in the western Holy Cross Mts. Geological Quarterly, 37: 501–536.

Malec J., 2001. Sedimentology of deposits from around the Late Caledonian unconformity in the western Holy Cross Mts. Geological Quarterly, 45: 397–415.

Malec J., 2006. Sylur w Górach Świętokrzyskich. W: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 36–50.

Malec J., 2014. Pozycja stratygraficzna formacji łupków z Widełek w synklinie bardziańskiej (Góry Świętokrzyskie). Przegląd Geologiczny, 62: 748–54.

Malec J., Kuleta M., Migaszewski Z.M., 2016. Lithologic-petrographic characterization of Silurian rocks in the Niestachów profile (Holy Cross Mountains). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 86: 85–110.

Malinowska L., 1955. Stratygrafia gólanu Gór Bardzkich. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 95: 5–81.

Männik P., Małkowski K., 1998. Silurian conodonts from the Goldap core, Poland. Palaeontologia Polonica, 58: 141–151.

Masiak M., 1999. Zapis zdarzenia *Cyrtograptus lundgreni* w górnolenockim zespole acritarchowym w Górach Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 47: 359–360.

Masiak M., 2010. Stop 9. Bardo Prągowiec – Wenlock-lower Ludlow shales. W: CIMP Joint Meeting Spores/Pollen and Acritarch Subcommissions, Guidebook of the Holy Cross Mountains field trip : 51–54.

Masiak M., Podhalańska T., Stempień-Sałek M., 2003. Ordovician-Silurian boundary in the Bardo Syncline (Holy Cross Mountains) – new data on fossil assemblages and sedimentary succession. Geological Quarterly, 47: 311–329.

Masiak M., Stempień-Sałek M., Podhalańska T., 2020. Microphytoplankton from middle palaeolatitudes of southern hemisphere – a record from climate change strata of Baltica's O/S boundary. Geological Quarterly, 64: 86–103.

Mazur S., Aleksandrowski P., Kryza R., Oberc-Dziedzic T., 2006. The Variscan Orogen in Poland. Geological Quarterly, 50: 89–118.

- Mazur S., Aleksandrowski P., Szczepański J., 2010. Zarys budowy i ewolucji tektonicznej waryscyjskiej struktury Sudetów. *Przegląd Geologiczny*, 58: 133–145.
- Mazur S., Mikolajczak M., Krzywić P., Malinowski M., Lewandowski M., Buffenmyer V., 2016. Pomeranian Caledonides, NW Poland – A collisional suture or thin-skinned fold-and-thrust belt? *Tectonophysics*, 692: 29–43.
- Mazur S., Porębski S.J., Kędzior A., Paszkowski M., Podhalańska T., Poprawa P., 2018. Refined timing and kinematics for Baltica-Avalonia convergence based on the sedimentary record of a foreland basin. *Terra Nova*, 30: 8–16.
- Melchin M.J., Cooper R.A., Sadler P.M., 2004. The Silurian Period. *W: A Geologic Time Scale 2004* (red. F.M. Gradstein i in.): 188–201. Cambridge University Press.
- Melchin M.J., Sadler P.M., Cramer B.D., 2012. The Silurian Period. *W: A Geologic Time Scale 2012* (red. F.M. Gradstein i in.): 525–558. Elsevier.
- Melchin M.J., Mitchell C.E., Holmden C., Storch P., 2013. Environmental changes in the Late Ordovician–early Silurian: Review and new insights from black shales and nitrogen isotopes. *GSA Bulletin*, 125: 1635–1670.
- Melchin M.J., Sadler P.M., Cramer B.D., 2020. The Silurian Period. *W: Geologic Time Scale 2020* (red. F.M. Gradstein i in.): 695–732. Elsevier, Amsterdam.
- Migaszewski Z., 1998. Wstępne badania petrograficzne szarogłazów paleozoicznych z Gór Świętokrzyskich. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 379: 21–39.
- Miłaczewski L., 1981. Dewon południowo-wschodniej Lubelszczyzny. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 101.
- Miłaczewski J., 2008. Dewon. *Litologia i stratygrafia. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 123: 141–145.
- Modliński Z., 2007. Sylur. *Litologia i stratygrafia. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 118: 107–108.
- Modliński Z. (red.), 2010. Atlas paleogeologiczny podpermskiego paleozoiku kratonu wschodnioeuropejskiego w Polsce i na obszarach sąsiednich. *Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa*.
- Modliński Z., Podhalańska T., 2010. Outline of the lithology and depositional features of the lower Paleozoic strata in the Polish part of the Baltic region. *Geological Quarterly*, 54: 109–121.
- Modliński Z., Szymański B., 2001. The Silurian of the Nida, Holy Cross Mts. and Radom areas, Poland – a review. *Geological Quarterly*, 45: 435–454.
- Modliński Z., Szymański B., Teller L., 2006. Litostratygrafia syluru polskiej części obniżenia perybaltyckiego – część lądowa i morska (N Polska). *Przegląd Geologiczny*, 54: 787–796.
- Modliński Z., Nólwak J., Szymański B., 2007. Stratygrafia osadów pogranicza ordowiku i syluru północno-wschodniej Polski i ich korelacja ze stratotypowymi profilami Estonii. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 427: 61–78.
- Moryc W., Nehring-Lefeld M., 1997. Ordovician between Pilzno and Busko in the Carpathian Foreland (Southern Poland). *Geological Quarterly*, 41: 139–150.
- Mustafa K.A., Sephton M.A., Watson J.S., Spathopoulos F., Krzywić P., 2015. Organic geochemical characteristics of black shales across the Ordovician-Silurian boundary in the Holy Cross Mountains, central Poland. *Marine and Petroleum Geology*, 66: 1042–1055.
- Munnecke A., Calner M., Harper D.A.T., Servais T., 2010. Ordovician and Silurian sea-water chemistry, sea level, and climate: A synopsis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 296: 389–413.
- Narkiewicz M., 2002. Ordovician through earliest Devonian development of the Holy Cross Mts. (Poland): constraints from subsidence analysis and thermal maturity data. *Geological Quarterly*, 46: 255–266.
- Narkiewicz M., 2011. Litostratygrafia, systemy depozycyjne i cykle transgresywno-regresywne dewonu basenu lubelskiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 196: 53–146.
- Nawrocki J., 2000. Late Silurian paleomagnetic pole from the Holy Cross Mountains: constraints for the post-Caledonian tectonic activity of the Trans-European Suture Zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 179: 325–334.
- Nawrocki J., Poprawa P., 2006. Development of Trans-European Suture Zone in Poland: from Ediacaran rifting to Early Palaeozoic accretion. *Geological Quarterly*, 50: 59–76.
- Nawrocki J., Dunlap J., Pecskey Z., Krzemiński L., Żylińska A., Fanning M., Kozłowski W., Salwa S., Szczepański Z., Trela W., 2007. Late Neoproterozoic to Early Palaeozoic palaeogeography of the Holy Cross Mountains (Central Poland): an integrated approach. *Journal of the Geological Society*, 164: 405–423.
- Nehring-Lefeld M., 1985. Konodonty z poziomu *amorphognatoides* (sylur) wschodniej części obniżenia podlaskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 29: 625–652.
- Nehring-Lefeld M., 1988. Biostratygrafia piętra podlaskiego (górną sylur) w polskim akwencie Baltyku na podstawie małżorczaków. *Kwartalnik Geologiczny*, 32: 577–604.
- Nehring-Lefeld M., Szymański B., 1998. Ordovician stratigraphy in the Żarki-Mysłów area (NE margin of the Upper Silesian Coal Basin). *Geological Quarterly*, 42: 29–40.
- Nehring-Lefeld M., Modliński Z., Siewniak-Madej A., 1992. Biostratigraphy of the Old Paleozoic carbonates in the Zawiercie area (NE margin of the Upper Silesian Coal Basin). *Geological Quarterly*, 36: 171–198.
- Nielsen A.T., 2004. Ordovician sea level changes: a Baltoscandian perspective. *W: The Great Ordovician Biodiversification Event* (red. B.D. Webby i in.): 84–93. Columbia University Press, New York.
- Oliver G.J.H., Corfu F., Krogh T.E., 1993. U–Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana. *Journal of the Geological Society*, 150: 355–369.
- Orłowski S., 1975. Jednostki litostratygraficzne kambru i górnego prekambru Gór Świętokrzyskich. *Acta Geologica Polonica*, 25: 431–448.
- Page A.A., Zalasiewicz J.A., William M., Popo L.E., 2007. Were transgressive black shales a negative feedback modulating glacioeustasy in the Early Palaeozoic icehouse? *The Micropalaeontological Society Special Publications*, 2: 123–156.
- Papiernik B., Bator D., Golonka J., Porębski S.J., 2019. Unconventional hydrocarbon prospects in Ordovician and Silurian mudrocks of the East European Craton (Poland): insight from three-dimensional modeling of total organic carbon and thermal maturity. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 89: 511–53.
- Patočka F., Smulikowski W., 2000. The Early Palaeozoic intracontinental rifting and incipient oceanic lithosphere development in the central West Sudetes (NE Bohemian Massif): the geochemistry of metabasites of the Krkonoše (Karkonosze) Complex. *Geologia Suetica*, 33: 1–15.
- Podhalańska T., 2003. Granica ordowik/sylur – poziomy graptolitowe a chronostratygrafia: problemy i nowe koncepcje. *Przegląd Geologiczny*, 51: 942–946.
- Podhalańska T., 2009. Późnordowickie złodowacenie Gondwany – zapis zmian środowiskowych w sukcesji osadowej obniżenia baltyckiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 193.
- Podhalańska T., 2011. Sylur. *Litologia i stratygrafia. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 132: 59–61.
- Podhalańska T., 2013. Graptolity – narzędzie stratygraficzne w rozpoznaniu stref perspektywicznych dla występowania niekonwencjonalnych złóż węglowodorów. *Przegląd Geologiczny*, 61: 460–467.
- Podhalańska T., 2015a. Sylur. *Litologia i stratygrafia. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 143: 121–125.
- Podhalańska T., 2015b. Sylur. *Stratygrafia, uwagi o litologii, zarys przebiegu sedimentacji. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 145: 74–78.
- Podhalańska T., 2017. Biostratygrafia ordowiku i syluru zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego. *W: Opracowanie map zasięgu, biostratygrafia utworów dolnego paleozoiku oraz analiza ewolucji tektonicznej przykrawędziowej strefy platformy wschodnioeuropejskiej dla oceny rozmieszczenia niekonwencjonalnych złóż węglowodorów* (red. J. Golonka, S. Bębenek): 116–143. Wydaw. Arka, Cieszyn.
- Podhalańska T., 2018. Sylur. *Litologia i stratygrafia. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 150: 55–57.
- Podhalańska T., 2019. Graptolite biostratigraphy and dating of the Ordovician–Silurian shale succession of the SW slope of the East European Craton. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 89: 429–452.
- Podhalańska T., 2025. Utwory syluru prokrymalnej części basenu baltyckiego na obszarze obniżenia podlaskiego (wschodnia Polska). *Przegląd Geologiczny*, 73: 424–430.
- Podhalańska T., Modliński Z., 2006. Stratygrafia i wykształcenie fałdalne osadów ordowiku i syluru strefy Koszalin-Chojnice; podobieństwa i różnice z obszarami zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego i Rugii. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 186: 39–63.
- Podhalańska T., Roszkowska-Remin J., 2015. Sylur. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 143: 35–41; 58–64.
- Podhalańska T., Trela W., 2007. Stratigraphy and sedimentary record of the Lower Silurian succession in the southern Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeontologica Sinica*, 46: 397–401.
- Podhalańska T., Modliński Z., Szymański B., 2010. Nowelizacja stratygrafii syluru brzeżnej części kratonu wschodnioeuropejskiego (obszar Lubelszczyzny i Podlasia). *CAG, Warszawa [nr inw. 139/2020]*.
- Podhalańska T., Adamczak-Biały T., Becker A., Dyrka I., Feldman-Olszewska A., Gluszyński A., Grotek I., Janas M., Jarmolowicz-Szulc K., Jachowicz M., Karcz P., Klimuszko E., Kozłowska A., Krzyżak E., Kuberska A., Nowak G., Pachytel R., Paczeńska J., Roman M., Sikorska-Jaworowska M., Skowroński L., Sobień K., Trela W., Trzepierczyńska A., Waksmundzka M.I., Wołkiewicz K., Wójcicki A., 2018. Rozpoznanie stref perspektywicznych dla występowania niekonwencjonalnych złóż węglowodorów w Polsce, stałe zadanie psg, etap I. *Opracowanie końcowe. CAG, Warszawa [nr inw. 4878/2016]*.
- Podhalańska T., Feldman-Olszewska A., Roszkowska-Remin J., Janas M., Pachytel R., Gluszyński A., Roman M., 2020. Prospective zones of unconventional hydrocarbon reservoirs in the Cambrian, Ordovician and Silurian shale formations of the East European Craton marginal zone in Poland. *Geological Quarterly*, 64: 342–376.
- Poprawa P., 2006. Rozwój kaledońskiej strefy kolizji wzdłuż zachodniej krawędzi Baltyki oraz jej relacje do basenu przedpola. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 186: 189–214.
- Poprawa P., 2010. Potencjał występowania złóż gazu ziemnego w łupkach dolnego paleozoiku w basenie baltyckim i lubelsko-podlaskim. *Przegląd Geologiczny*, 58: 226–249.
- Poprawa P., 2020. Lower Paleozoic oil and gas shale in the Baltic-Podlasie-Lublin Basin (Central and Eastern Poland) – a review. *Geological Quarterly*, 64: 515–566.
- Poprawa P., Śliaupa S., Stephenson R.A., Lazauskiene J., 1999. Late Vendian–Early Palaeozoic tectonic evolution of the Baltic basin: regional implications from subsidence analysis. *Tectonophysics*, 314: 219–239.
- Poprawa P., Paszkowski M., Fenning M.C., Pecskey Z., Nawrocki J., Sikorska M., 2006. Charakterystyka geochronologiczna obszarów źródłowych dla dolnopaleozoicznych utworów a NW kratonu wschodnioeuropejskiego oraz strefy Koszalin-Chojnice; datowania detrytycznych lyszczaków (K/Ar) i cyrkonów (U/Pb SHRIMP). *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 186: 149–163.
- Porębska E., 1982. Latest Silurian and Early Devonian graptolites from Żdanów section, Bardo Mts. (Sudetes). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 52: 69–209.
- Porębska E., 2003. Gromada Graptolithina Bronn, 1846. *W: Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości, część 1b/1. Dewon* (red. M. Pajchłowa): 519–530. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Porębska E., Koszowska E., 2001. Mazuelloidy – apatytowe glony z dolnego paleozoiku Gór Bardzkich (Sudety). *Przegląd Geologiczny*, 49: 1050–1060.
- Porębska E., Kozłowska-Dawidziuk A., Masiak M., 2004. The *lundgreni* event in the Silurian of the East European Platform, Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 213: 271–294.
- Porębski S.J., Podhalańska T., 2017. Litostratygrafia ordowiku i syluru. *W: Opracowanie map zasięgu, biostratygrafia utworów dolnego paleozoiku oraz analiza ewolucji tektonicznej przykrawędziowej strefy platformy wschodnioeuropejskiej dla oceny rozmieszczenia niekonwencjonalnych złóż węglowodorów* (red. J. Golonka, S. Bębenek): 144–149. Wydaw. Arka, Cieszyn.
- Porębski S.J., Podhalańska T., 2019. Ordovician–Silurian lithostratigraphy of the East European Craton in Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 89: 95–104.
- Porębski S.J., Prugar W., Zacharski J., 2013. Łupki sylurskie platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce – wybrane problemy poszukiwawcze. *Przegląd Geologiczny*, 61: 468–477.
- Požaryski W., Grocholski A., Tomczyk H., Karnkowski, P., Moryc W., 1992. Mapa tektoniczna Polski w epoce waryscyjskiej. *Przegląd Geologiczny*, 40: 643–651.
- Przybyłowicz T., Stupnicka E., 1989. Charakterystyka petrograficzna skał górnosylurskich z Niestachowa (Góry Świętokrzyskie). *Archiwum Mineralogiczne*, 44: 129–50.
- Radzevičius S., 2006. Late Wenlock biostratigraphy and the *Pristiograptus virbalensis* group (Graptolithina) in Lithuania and the Holy Cross Mountains. *Geological Quarterly*, 50: 333–344.
- Radzevičius S., Raczynski P., Užomeckas M., Norkus A., Spiridonov A., 2019. Graptolite turnover and  $\delta^{13}C_{org}$  excursion in the upper Wenlock shales (Silurian) of the Holy Cross Mountains (Poland). *Geologica Carpathica*, 70: 209–221.
- Radzevičius S., Raczynski P., Whittingham M., 2020. Lower Himerian (Silurian) *Pristiograptus* from the Zdanów section, Bardo Mountains (Sudetes, Poland) and their palaeobiogeographical implications. *Bulletin of Geosciences*, 95: 231–242.
- Romanek A., Rup M., 1989. Szarogłazy z Jurkowiec na tle górnosylurskiej serii szarogłazowej południowej części Gór Świętokrzyskich. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 362: 41–61.
- Ryka W., Tomczyk H., 1959. Bentonity w osadach staropaleozoicznych Gór Świętokrzyskich. *Kwartalnik Geologiczny*, 3: 689–710.
- Ryszka J., 1982. Wyniki mineralogiczno-petrologicznych badań utworów syluru. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 55: 35–42.
- Salwa S., Jaroński M., 2006. Ewolucja strukturalna dolnopaleozoicznego kompleksu Gór Świętokrzyskich – zarys problematyki. *W: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 78–81.
- Samsonowicz J., 1920. O stratygrafi kambru i ordowiku we wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Sprawozdania Polskiego Instytutu Geologicznego*, 1: 53–71.
- Scotese C.R., 2014. Atlas of Silurian and Middle-Late Ordovician Paleogeographic Maps (Mollweide Projection), Maps 73–80, Volume 5, *The Early Paleozoic, PALEOMAP Atlas for ArcGIS*.
- Sikorska-Jaworowska M., Kuberska M., Kozłowska M., 2016. Petrografia i mineralogia łupków miąższego paleozoiku kratonu wschodnioeuropejskiego oraz piaskowców karbonu podłoża monokliny przedsudeckiej. *Przegląd Geologiczny*, 64: 963–967.
- Skompski S., Paszkowski M., 2017. Węglany ordowiku i syluru pomorsko-lubelskiego obrzeżenia platformy wschodnioeuropejskiej jako stratygraficzny zapis wahań eustatycznych. *W: Opracowanie map zasięgu, biostratygrafia utworów dolnego paleozoiku oraz analiza ewolucji tektonicznej przykrawędziowej strefy platformy wschodnioeuropejskiej dla oceny rozmieszczenia niekonwencjonalnych złóż węglowodorów* (red. J. Golonka, S. Bębenek): 191–226. Wydaw. Arka, Cieszyn.
- Smolarek J., Trela W., Bond D.P.G., Marynowski L., 2016. Lower Wenlock black shales in the northern Holy Cross Mountains, Poland: sedimentary and geochemical controls on the Ireviken Event in a deep marine setting. *Geological Magazine*, 154: 247–264.
- Stempień M., 1999. Ordovician and Silurian acritarchs of the Niestachów Sandstone Formation (Góry Świętokrzyskie Mountains). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 60: 59–74.
- Storch P., Loydell D.K., Melchin M.J., Goldman D., 2026. Graptolites in biostratigraphy: the primary tool for subdivision and correlation of Ordovician, Silurian, and Lower Devonian offshore marine successions. *Newsletters on Stratigraphy*, 59 (1/2): 39–75.
- Stupnicka E., Przybyłowicz T., Żbikowska B., 1991. Wiek szarogłazów niewachłowskich i łupków z Widełek k. Barda (Góry Świętokrzyskie). *Przegląd Geologiczny*, 39: 389–393.
- Sullivan N.B., Loydell D.K., Montgomery P., Molyneux S.G., Zalasiewicz J., Ratcliffe K.T., Lewis G., 2018. A record of Late Ordovician to Silurian oceanographic events on the margin of Baltica based on new carbon isotope data, elemental geochemistry, and biostratigraphy from two boreholes in central Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 490: 95–106.
- Szczepański Z., Trela W., Salwa S., 2004. Kambr górny we wschodniej części regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich – komunikat wstępny. *Przegląd Geologiczny*, 52: 895–898.
- Szulczewski M., 2006. Ewolucja środowisk depozycyjnych w dewonie świętokrzyskim i jej uwarunkowania. *W: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 56–62.
- Szymański B., Modliński Z., 2003. Nowelizacja stratygrafii syluru w wybranych profilach wiertniczych obniżenia baltyckiego (Polska północna). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 405: 109–138.
- Teller L., 1964. Graptolite fauna and stratigraphy of the Ludlovian deposits of the Chelm borehole – Eastern Poland. *Studia Geologica Polonica*, 13: 7–88.
- Teller L., 1969. The Silurian biostratigraphy of Poland based on graptolites. *Acta Geologica Polonica*, 19: 393–501.
- Teller L., 1974. The Silurian of the margin of the East European platform in the region of Miastko-Chojnice (NW Poland). *Acta Geologica Polonica*, 24: 563–580.
- Teller L., 1976. Morphology of some Upper Wenlockian Cyrtograptinae from Zawada 1 profile (NE Polska). *Acta Geologica Polonica*, 26: 469–484.
- Teller L., 1987. Pridolian graptolites and their use in correlation. *Bulletin Geological Society of Denmark*, 35: 217–222.
- Teller L., 1997a. Graptolites and stratigraphy of the Pridoli Series in the East European Platform. *Palaeontologia Polonica*, 56: 59–70.
- Teller L., 1997b. Revision of certain Pridoli monograptids from the Chelm keysection (EEP). *Palaeontologia Polonica*, 56: 71–85.
- Teller L., Korejwo K., 1968. Dolny sylur z wiercenia Lutom 1 w rejonie Chojnic (północno-zachodnia Polska). *Acta Geologica Polonica*, 18: 293–302.
- Tomczyk H., 1954. Stratygrafia gotlandu niecki międzygórskiej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 93: 5–66.
- Tomczyk H., 1962. Problem stratygrafii ordowiku i syluru w świetle ostatnich badań. *Prace Instytutu Geologicznego*, 35.
- Tomczyk H., 1968. Sylur. *W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 1. Prekambr i paleozoik* (red. S. Sokolowski): 237–312. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Tomczyk H., 1974. Sylur. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 14: 122–138.
- Tomczyk H., 1975a. Sylur. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 29: 55–63.
- Tomczyk H., 1975b. Sylur. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 28: 78–109.
- Tomczyk H., 1975c. Sylur. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 27: 69–76.
- Tomczyk H., 1976. Rozwój litofacyjny syluru w zachodniej części synekliny perybaltyckiej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 270: 109–130.
- Tomczyk H., 1987. Stratygrafia i rozwój sedimentacji – Sylur. *Prace Instytutu Geologicznego*, 119: 12–16.
- Tomczyk H., 1989. Sylur. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 68: 77–85.
- Tomczyk H., 1990. Sylur. *W: Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, część 1a. Paleozoik starszy (z proterozoikiem górnym)* (red. M. Pajchłowa): 271–279. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Tomczyk H., Podhalańska T., 2011. Sylur. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 132: 20–23.
- Tomczyk H., Tomczykowa E., 1983. Morski profil pogranicza syluru i dewonu z obszaru środkowej Wisły na południe od Warszawy. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 344: 9–22.
- Tomczyk H., Tomczykowa E., 1989. Szczegółowy profil litologiczno-stratygraficzny. Sylur. *W: Dokumentacja wyników otworu badawczego Polik IG 1: 51–65. CAG, Warszawa [nr inw. 3604/2014]*.
- Tomczyk H., Turnau-Morawska M., 1967. Zagadnienia stratygrafii i sedimentacji ordowiku Łysogór w nawiązaniu do niektórych profili obszaru południowego. *Acta Geologica Polonica*, 17: 1–46.
- Tomczyk H., Pajchłowa M., Tomczykowa E., 1977. Poland. *W: The Silurian–Devonian boundary* (red. A. Martinson). *IUGS, Series A*, 5: 65–83.
- Tomczykowa E., 1962. O rodzaju *Scotiella Delo* z warstw rzepińskich Gór Świętokrzyskich. *W: Księga pamiątkowa ku czci prof. J. Samsonowicza*: 187–205.
- Tomczykowa E., 1968. Stratygrafia osadów najwyższego kambru w Górach Świętokrzyskich. *Prace Instytutu Geologicznego*, 54.
- Tomczykowa E., 1971. Upper Silurian trilobites in Poland and their stratigraphical importance. *Memoire du BRGM*, 73: 431–436.
- Tomczykowa E., 1988. Silurian and Lower Devonian biostratigraphy and palaeoecology in Poland. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 359: 21–41.
- Tomczykowa E., 1990. Sylur. *W: Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, część 1a. Paleozoik starszy (z proterozoikiem górnym)* (red. M. Pajchłowa): 330–352. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Tomczykowa E., 1991. Upper Silurian and Lower Devonian trilobites of Poland. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 134.
- Tomczykowa E., 1993. Upper Ludlow trilobites from the southern part of the Holy Cross Mts. *Kwartalnik Geologiczny*, 37: 359–384.
- Tomczykowa E., Tomczyk H., 1979. Middle Silurian in the Podlasie Depression (Eastern Poland). *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 318: 59–103.

## Literatura

- Tomczykowa E., Tomczyk H., 1981. Rozwój badań syluru i najniższego dewonu w Górach Świętokrzyskich. W: Przewodnik 53 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 42–57.
- Tomczykowa E., Tomczyk H., 2000. Starszy paleozoik z otworu Daromin IG 1 – potwierdzenie budowy terranowej bloku tysogórskiego i małopolskiego (Góry Świętokrzyskie). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 393: 167–198.
- Tomczykowa E., Witwicka E., 1972. Z badań stratygraficznych górnego syluru na obszarze nadbałtyckim Polski. Kwartalnik Geologiczny, 16: 1006–1008.
- Tomczykowa E., Witwicka E., 1974. Stratigraphic correlation of the Podlasiian deposits on the basis of ostracodes and trilobites in the Peribaltic area of Poland (Upper Silurian). Biuletyn Instytutu Geologicznego, 276: 55–86.
- Trela W. (red.), 2015. Wilków 1, Daromin IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 147.
- Trela W., 2021. Eustatic and local tectonic impact on the Late Ordovician – early Silurian facies evolution at SW margin of peri-Baltica (the southern Holy Cross Mountains, Poland). Geological Magazine, 158: 1472–1486.
- Trela W., Salwa S., 2007. Litostratygrafia dolnego syluru w odsłonięciu Bardo Stawy (południowa część Gór Świętokrzyskich): związek ze zmianami poziomu morza i cyrkulacją oceaniczną. Przegląd Geologiczny, 55: 971–978.
- Trela W., Salwa S., 2019. Calcified tephra beds and carbonate concretions in Silurian mudstones; the Holy Cross Mountains (Poland). W: 34<sup>th</sup> IAS International Meeting of Sedimentology, Abstract Book. Session 11.E – 1030 [wydanie elektroniczne].
- Trela W., Podhalańska T., Smolarek J., Marynowski L., 2016. Llandovery green/grey and black mudrock facies of the northern Holy Cross Mountains (Poland) and their relation to early Silurian sea-level changes and benthic oxygen level. Sedimentary Geology, 342: 66–77.
- Trela W., Bąk E., Pańczyk M., 2018. Upper Ordovician and Silurian ash beds in the Holy Cross Mountains, Poland: preservation in mudrock facies and relation to atmospheric circulation in the Southern Hemisphere. Journal of the Geological Society, 175: 352–360.
- Trotter J.A., Williams I.S., Barnes C., Männik P., Simpson A., 2016. New conodont  $\delta^{18}\text{O}$  records of Silurian climate change: Implications for environmental and biological events. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 443: 34–48.
- Uchman A., 2017. Paleśrodowisko mułowcow sylurskich z basenu lubelskiego i bałtyckiego w świetle analizy ichnologicznej. W: Opracowanie map zasięgu, biostratygrafia utworów dolnego paleozoiku oraz analiza ewolucji tektonicznej przykrawędziowej strefy platformy wschodnioeuropejskiej dla oceny rozmieszczenia niekonwencjonalnych złóż węglowodorów (red. J. Golonka, S. Bębenek): 278–296. Wydaw. Arka, Cieszyn.
- Urbanek A., 1997. Late Ludfordian and early Pridoli monograptids from the Polish Lowland. Palaeontologia Polonica, 56: 87–232.
- Urbanek A., Teller L., 1997. Graptolites and stratigraphy of the Wenlok and Ludlow Series in the East Europe Platform. Palaeontologia Polonica, 56: 23–58.
- Verniers J., Maletz J., Kříž J., Žigaitė, Paris F., Schönlaub, P., Wrona R., 2008. Silurian. W: The Geology of Central Europe (red. T. McCann), 1: 249–302. The Geological Society, London.
- Wagner R. (red.), 2008. Tabela stratygraficzna Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa
- Wajsprych B., 1986. Sedimentary record of tectonic activity on a Devonian–Carboniferous continental margin Sudetes. W: IAS 7th Regional Meeting, Excursion Guidebook: 141–162.
- Więclaw D., Kotarba M.J., Kosakowski P., Kowalski A., Grotek I., 2010. Habitat and hydrocarbon potential of the lower Paleozoic source rocks in the Polish part of the Baltic region. Geological Quarterly, 54: 159–182.
- Wignall P., Maynard J.R., 1993. The sequence stratigraphy of the transgressive black shales. AAPG Studies in Geology, 37: 35–47.
- Witwicka E., 1967. Małżoraczki z górnego syluru Polski. Kwartalnik Geologiczny, 11: 39–56.
- Wójcicki A., Dyrka I., Kiersnowski H., Adamczak-Biały T., Becker A., Głuszyński A., Janas M., Karcz P., Kozłowska A., Kuberska M., Paczeńska J., Podhalańska T., Skowroński L., Waksmundzka M.I., 2017. Prognostyczne zasoby gazu ziemnego i ropy naftowej w skałach łupkowych dolnego paleozoiku w basenie bałtycko-podlasko-lubelskim i w strefie Biłgoraj–Narol w Polsce. W: Szacowanie zasobów złóż węglowodorów – zadanie ciągłe psg, I etap (red. A. Wójcicki i in.). Opracowanie końcowe. CAG, Warszawa [nr inw. 9046/2019].
- Wrona R., 1980. Upper Silurian-Lower Devonian Chitinozoa from subsurface of southeastern Poland. Palaeontologia Polonica, 41: 103–165.
- Wyźga B., 1987. Sedymentacja dolnego paleozoiku Gór Bardzkich. Geologia Sudetica, 22: 119–145.
- Zenkner L.J., Kozłowski W., 2017. Anomalous massive water-column carbonate precipitation (whitings) as another factor linking Silurian oceanic events. GFF, 139: 184–194.
- Żaba J., Poprawa P., 2006. Historia deformacji strefy Koszalin-Chojnice (pomorski segment szwu transeuropejskiego) na podstawie analizy strukturalnej utworów paleozoicznych i mezozoicznych w otworach Polskie Łąki PIG 1 i Toruń 1. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 225–252.
- Żbikowska B., 1973. Małżoraczki górnosylurskie z wyniesienia Łeby (NE Polska). Acta Geologica Polonica, 23: 607–638.
- Żbikowska B., 1974. Upper Silurian Ostracod Zones in the Chojnice Area (NW Poland). Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre, 22: 45–48.
- Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P.H., Konon A., Oszczypko N., Ślącza A., Żaba J., Żyto K., 2011. Regionalizacja tektoniczna Polski. Komitet Nauk Geologicznych PAN. Wrocław.