

LITOSTRATYGRAFIA, PALINOFACJE I ŚRODOWISKA SEDYMENTACJI UTWORÓW TRIASU W PÓŁNOCNEJ CZĘŚCI NIECKI NIDY

LITHOSTRATIGRAPHY, PALYNOFACIES AND DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS OF THE TRIASSIC DEPOSITS IN THE NORTHERN PART OF THE NIDA BASIN

ANNA FIJAŁKOWSKA-MADER¹, MARIA KULETA², STANISŁAWA ZBROJA³

Abstrakt. W artykule przedstawiono najnowszą propozycję podziału litostratygraficznego utworów triasu północnej części niecki Nidy nawiązującego do jednostek wyróżnianych na Niżu Polskim oraz w północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Podano charakterystykę petrograficzną skał tworzących zaproponowane wydzielenia. Zamieszczono także wyniki analizy palinofacjalnej utworów triasu. Opiszano siedem typów palinofacji odpowiadających różnym środowiskom sedymentacji: rzeczny, jeziorny, playi, sebkha, otwartego morza i laguny. Palinofacie charakterystyczne dla środowiska rzeczno-jeziornego występują w utworach piaskowca środkowego, piaskowca trzciniowego (formacja stuttgarcka) oraz kajpru górnego, dla środowiska jeziornego – w utworach kajpru dolnego i piaskowca trzciniowego, dla środowiska playi – w dolnych warstwach gipsowych, dla środowiska sebkha – w recie oraz w dolnych i górnych warstwach gipsowych, dla środowiska otwartego morza – w wapieniu muszlowym i dolomie granicznym, a dla środowiska laguny – w recie, wapieniu muszlowym górnym i dolomie granicznym. Na podstawie wyników analizy litofacjalnej i palinofacjalnej zrekonstruowano środowisko sedymentacji utworów triasu z północnej części niecki Nidy.

Słowa kluczowe: litostratygrafia, palinofacja, środowisko sedymentacji, trias, niecka Nidy.

Abstract. The latest lithostratigraphical scheme of Triassic deposits from the northern part of the Nida Basin (southern Poland) is presented. It refers to the units distinguished in the Polish Lowlands and NW margin of the Holy Cross Mountains. Petrographic characteristics of the proposed lithostratigraphic units, and the results of palynofacies analysis are given. The identified seven palynofacies types represent a variety of depositional environments: fluvial, lacustrine, playa, sebkha, open marine and lagoonal. Palynofacies characteristic for fluvial environments were identified in the Middle Buntsandstein, Schilfsandstein (Stuttgart Formation) and Upper Keuper deposits, lacustrine environment – within the Lower Keuper and Schilfsandstein, playa environment – in the Lower Gipskeuper, sebkha environment – in the Röt as well as Lower and Upper Gipskeuper, open marine environment – within the Muschelkalk and Grenzdolomit and lagoonal environment – in the Röt, Upper Muschelkalk and Grenzdolomit. Depositional environments of the Triassic deposits have been presented/reconstructed based on the lithofacies and palynofacies analyses.

Key words: lithostratigraphy, palynofacies, depositional environment, Triassic, Nida Basin.

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Świętokrzyski, ul. Zgoda 21, 25-953 Kielce; e-mail: anna.mader@pgi.gov.pl.

² Emerytowany pracownik Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego, Oddział Świętokrzyski w Kielcach; adres prywatny: ul. Chopina 13 m. 33, 25-344 Kielce.

³ Emerytowany pracownik Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego, Oddział Świętokrzyski w Kielcach; adres prywatny: Chrusty 62, 26-050 Zagnańsk; e-mail: stanislawa.zbroja@neostrada.pl.

WSTĘP

Obszar badań znajduje się w południowej Polsce, na Wyżynie Małopolskiej, i obejmuje Wzgórza Radomszczańskie oraz Nieckę Włoszczowską. Wchodzi on w skład jednostki tektonicznej zwanej Niecką Nidziańską. Od północy ogranicza go rów Bełchatowa, a od południa linia Biała Wielka–Brzegi. Od południowego zachodu obszar przylega do monokliny śląsko-krakowskiej, a od północnego wschodu – do obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich (fig. 1).

Litostratygrafię utworów triasu z niecki Nidy po raz pierwszy kompleksowo opracował Jurkiewicz (1974). Wyniki przeprowadzonych przez autorki artykułu badań petrograficznych i sedimentologicznych utworów triasu z północnej części niecki Nidy umożliwiły uszczegółowienie podziału

litostratygraficznego utworów pstrego piaskowca i wapienia muszlowego dolnego zgodnie tabelą stratygraficzną Polski (Becker i in., 2008).

Dotychczas interpretacje środowiskowe opierano głównie na przesłankach litologicznych (por. Jurkiewicz, 1974). W wyniku analizy zespołów mikroflory uzyskano informacje o warunkach paleoekologicznych i paleoklimatycznych (Fijałkowska-Mader, 1999, 2013a, b). Dzięki połączeniu interpretacji dokonanych na podstawie analiz litofacjalnej i palinofacjalnej otrzymano pełniejszy obraz paleośrodowisk. Jednocześnie potwierdzono przydatność analizy palinofacjalnej jako narzędzia do badań środowisk sedymentacji (por. Fisher, 1980; Batten, 1996; Pieńkowski, Waksmundzka, 2009).

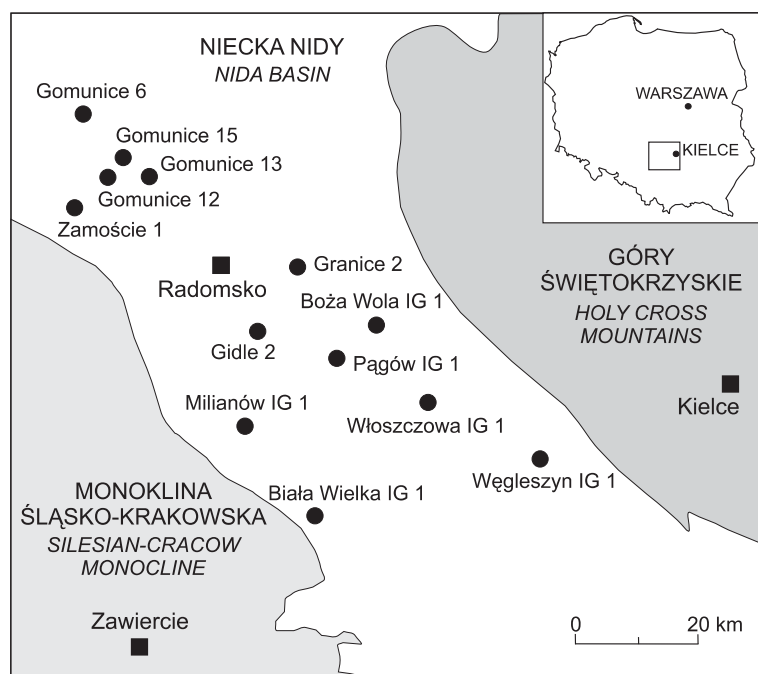


Fig. 1. Lokalizacja badanych otworów wiertniczych w północnej części niecki Nidy

Location of the studied boreholes in the northern part of the Nida Basin

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ OBSZARU BADAŃ

Niecka Nidy (inaczej niecka miechowska) stanowi południowo-wschodni fragment synklinorium szczecińsko-miechowskiego, powstałego podczas ruchów laramijskich orogenezy alpejskiej (Pożaryski, 1974; Dadlez i in., 1998a, c; Żelaźniewicz i in., 2011). Umownymi granicami niecki Nidy są wschodnie kredy, wzdłuż których od południowego zachodu jednostka ta graniczy z monokliną śląsko-krakowską, zaś od północnego wschodu – z obrzeżeniem mezozoicznym Gór Świętokrzyskich. Północną granicę między niecką Nidy i segmentem mogileńsko-łódzkim wyznacza elewacja radomszczańska (fałdy radomszczańskie; Kotlicki, Mojski, 1980; Żelaźniewicz i in., 2011). Niecka Nidy jest w tym rejonie najwęższa, rozszerza się ku południowi i kontynuuje aż do brzegu Karpat. Permsko-triasowy basen sedymentacyjny na

obszarze północnej części niecki Nidy stanowił południowo-zachodnie przedpole strefy o największej subsydencji i miąższości utworów, zwanej bruzdą środkowopolską. Wynikiem późno- i postwaryscyjskiego diastrofizmu jest poprzeczna segmentacja bruzdy i jej obrzeżenia na sześć odcinków, o zróżnicowanej w czasie rozwoju zbiornika subsydencji, różnym położeniu w basenie i zmiennym wykształceniu litofacjalnym (Wagner, 1994; Dadlez, 1997). W północnej części obszaru, od Gomunic po rejon Radomska, występuje przedłużenie strefy tektonicznej Tomaszów–Grójec, która rozdziela bruzdę na segment świętokrzyski i rawski. Strefa ta miała decydujący wpływ na rozkład miąższości osadów i facji w permie i we wczesnym triasie. Istotne znaczenie dla wykształcenia utworów miały też dwie inne struktury tektoniczne – uskoki

Gomunic występujący na północy i przylegający skośnie do strefy Tomaszów–Grójec oraz uskoku Pilicy na południowym wschodzie (Jurkiewicz, 1975; Morawska, 1986). W triasie

środkowym i późnym, gdy oś bruzdy środkowopolskiej ulegała przesunięciu ku południowemu zachodowi oraz rozczłonkowaniu, zaznaczał się wpływ tylko uskoku Gomunic.

MATERIAŁ I METODY BADAŃ

Otwory wiertnicze na obszarze północnej części niecki Nidy wykonały przedsiębiorstwa związane z przemysłem naftowym (w latach 1960–1992) oraz Oddział Świętokrzyski Państwowego Instytutu Geologicznego (w latach 1960–1973 i 1993–1995). Po zapoznaniu się z archiwalnymi opracowaniami profili otworów wiertniczych udostępnionymi przez Polskie Górnictwo Naftowe i Gazownictwo S.A. (Oddział Biuro Geologiczne Geonafta, Ośrodek Regionalny Geonafta w Krakowie) wytypowano do szczegółowych badań profile 13 otworów o największym stopniu rdzeniowania utworów triasu: Zamoście 1, Gomunice 6, Gomunice 12, Gomunice 13, Gomunice 15, Granice 2, Boża Wola IG 1, Gidle 2, Pągów IG 1, Włoszczowa IG 1, Milianów IG 1, Węgleszyn IG 1 i Biała Wielka IG 1 (fig. 1). Prace obejmowały makroskopową analizę petrograficzną i sedimentologiczną skał z rdzeni wiertniczych oraz badania mikroskopowe ponad 100 płytek cienkich skał pochodzących głównie z rejonu Gomunic.

Do analizy palinofacjalnej pobrano próbki utworów z ogniw litostratygraficznych triasu począwszy od pstręgo piaskowca środkowego aż po kajper górny (fig. 2). Łącznie przeanalizowano 103 próbki.

Macerację próbek, metodą HF na zimno, według metody Orłowskiej-Zwolińskiej (1983), wykonano w laboratorium Oddziału Świętokrzyskiego Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego (PIG-PIB) w Kielcach. Otrzymany macerat przemyto na sitach o średnicy oczek 10 µm. Z każdej próbki sporządzono po dwa preparaty żelatynowo-glicerynowe o powierzchni 24 × 24 mm. W każdym preparacie zliczono 200 elementów materii organicznej (kerogenu). Analizę palinofacjalną przeprowadzono w świetle przechodzącym przy użyciu mikroskopu Leica DMRB (powiększenie ×300). Preparaty znajdują się w archiwum Oddziału Świętokrzyskiego PIG-PIB w Kielcach.

CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNA I LITOSTRATYGRAFICZNA UTWORÓW TRIASU W PÓLNOCNEJ CZĘŚCI NIECKI NIDY

TRIAS DOLNY – PSTRY PIASKOWIEC

Jednostki litostratygraficzne pstręgo piaskowca dolnego i środkowego z północnej części niecki Nidy skorelowano z jednostkami triasu dolnego wydzielonymi na Niżu Polskim (Szyperko-Teller, 1997) i w północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich⁴ (Nawrocki, Kuleta, 2002; Becker i in., 2008). W przypadku pstręgo piaskowca górnego (retu) zastosowano schemat opracowany przez Senkowiczową (1970).

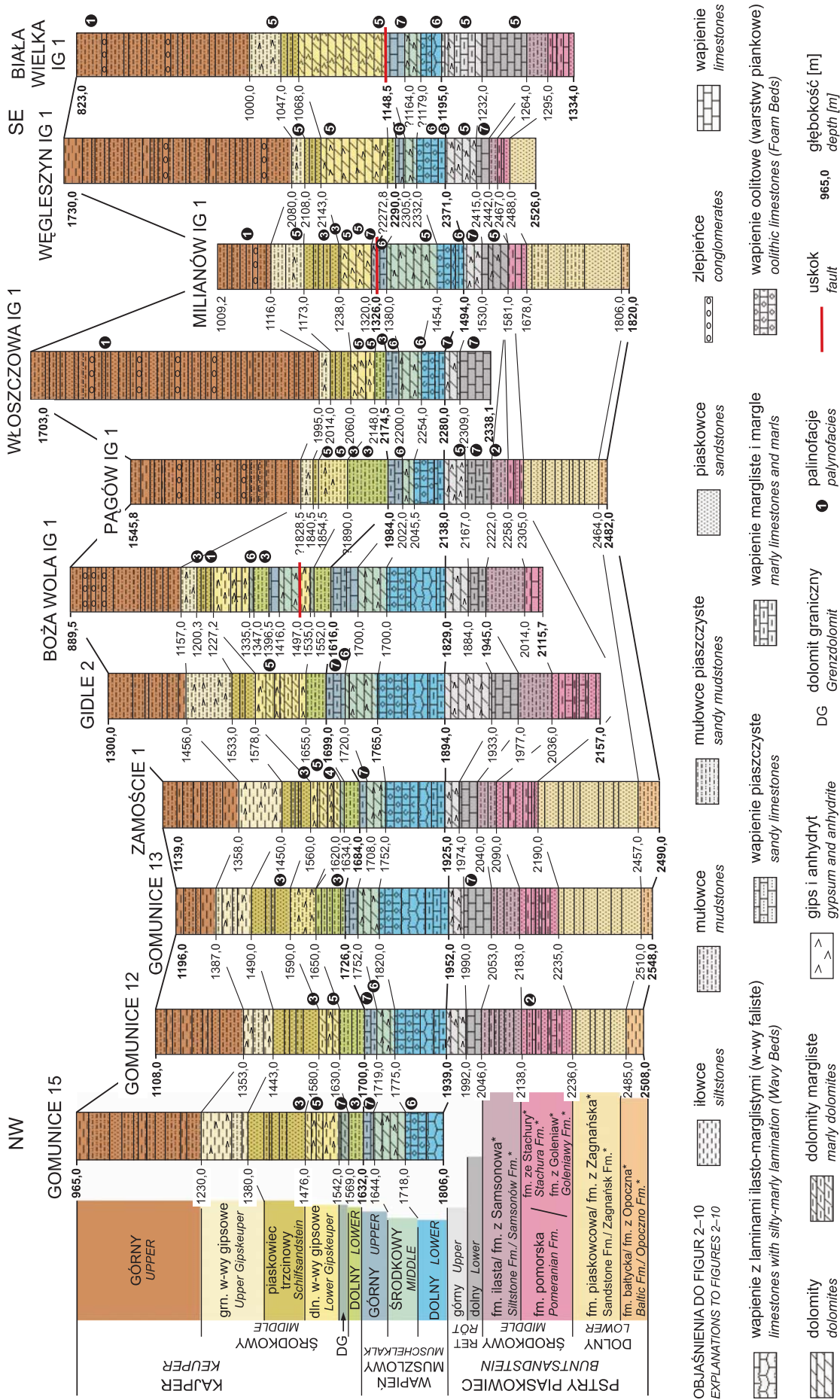
Pstry piaskowiec dolny

Utwory pstręgo piaskowca dolnego w północnej części niecki Nidy mają miąższość do 350 m, a ich profil litologiczny jest wyraźnie dwudzielny. Jego niższą część, która odpowiada formacji bałtyckiej i formacji z Opczna*, rozpoznano w profilach otworów wiertniczych Gomunice 6, Gomunice 12, Gomunice 13, Granice 2, Zamoście 1, Pągów IG 1 i Milianów IG 1, natomiast wyższą, korelowaną z formacją piaskowcową i formacją z Zagnańska*, stwierdzono w profilach otworów Gomunice 12, Gomunice 13, Zamoście 1,

Granice 2, Pągów IG 1, Milianów IG 1 i Węgleszyn IG 1 (fig. 2). Najniższa część utworów pstręgo piaskowca dolnego jest wykształcona w facji brunatnych i brunatno-szarych mułowców i iłowców z domieszką węglanów i facji piaskowcowej, wapiastej. Charakterystycznymi składnikami skał są minerały łyszczkowe, których wysoki udział stanowi jedno z kryteriów odróżniania utworów serii terygeniczných cechsztynu od pstręgo piaskowca (tabl. I: 1). Utwory wyższej, odznaczającej się większą miąższością części pstręgo piaskowca dolnego są reprezentowane przez czerwone i czerwono-różowe piaskowce, głównie średnio- i drobnoziarniste, lokalnie z domieszką żwirku kwarcowego i litoklastycznego oraz intraklastów mułowcowo-iłowcowych. Skały te są warstwowane poziomo oraz przekątnie w dużej i małej skali, miejscami występują w nich struktury deformacyjne (tabl. I: 2). Piaskowce zawierają nieliczne wkładki brunatnych mułowców. Utwory te tworzą w profilu cykle proste.

W składzie mineralnym piaskowców, oprócz dominującego kwarcu, występują okruchy skał paleozoicznych, skalenie, głównie potasowe, i łyszczki. Piaskowce należą do arenitów sublitycznych, rzadziej litycznych i subarkozowych (tabl. I: 3).

⁴ Nazwy wydziałów według podziału litostratygraficznego północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich oznaczono w artykule symbolem gwiazdki (np. formacja z Opczna*).



Granice i miąższość jednostek litostratygraficznych wyznaczono na podstawie profili geofizycznych
 Boundaries and thickness of the lithostratigraphic units were determined at the base of the geophysical prospecting

Drobnoziarniste odmiany piaskowców, zawierające więcej ilasto-żelazistego matriksu, są najczęściej wakami litycznymi. Spoiwo stanowi również sparytowy cement kalcytowy, rzadziej dolomitowy i anhydrytowy, a także autigeniczny kwarc (regeneracyjne otoczki na ziarnach).

Charakterystycznymi dla tych piaskowców okrucami skalnymi są fragmenty silnie zmienionych wulkanitów z grupy riolitu/ dacytu. Składają się one z mieszaniny krypto- i mikrokrystalicznej krzemionki, kwarcu, skaleni, minerałów ilastych (illitu i kaolinitu) oraz wodorotlenków żelaza. Najliczniejsze są dobrze obtoczone okrucy skał krzemionkowych i kwarcowych, osadowych i metamorficznych. Domieszkę stanowią słabo obtoczone fragmenty wapieni, dolomitów dewońskich i piaskowców permskich. W rejonach bliższych cokołowi paleozoicznemu Gór Świętokrzyskich wyraźnie wzrasta uziarnienie piaskowców i udział frakcji psefitowej (aż do grubych pakietów zlepieńców). Większa jest również zawartość okruców skał wulkanicznych – zarówno w piaskowcach, jak i w zlepieńcach (Kuleta, Zbroja, 2006).

Znaczny udział w składzie piaskowców i mułowców mają łyszczyki, głównie biotyty. Ich zawartość – wraz z obecnością okruców skał wulkanicznych – stanowi cechę odróżniającą utwory pstrego piaskowca dolnego i cechszynu. W piaskowcach grubszych frakcji ilość biotyty jest niewielka, wzrasta natomiast zdecydowanie w mułowcach i piaskowcach drobnoziarnistych. Szczególnie dużo łyszczyków zawierają mułowce z rdzeni z otworów wiertniczych Milianów IG 1 i Gidle 2, w których tworzą wzbogacone lub prawie monomineralne laminy. Błazki biotyty często ulegały deformacjom plastycznym podczas kompaktacji osadu (tabl. I: 4).

Pstry piaskowiec środkowy

Utwory pstrego piaskowca środkowego, których miąższość dochodzi do 550 m, również są dwudzielne pod względem litologicznym. Rozpoznano je w profilach otworów wiertniczych Gomunice 6, Gomunice 12, Gomunice 13, Zamoście 1, Gidle 2, Granice 2, Boża Wola IG 1, Pagów IG 1, Węgleszyn IG 1 i Biała Wielka IG 1 (fig. 2). Dolną część wydzielenia można korelować z formacją pomorską, a także z formacjami z Goleniaw* i ze Stachury*, stropowa część odpowiada formacji ilastej i formacji z Samsonowa* (warstwy pseudooolitowe według Senkowiczowej, 1970). Niższa część profilu pstrego piaskowca środkowego jest wykształcona głównie w facji silikoklastycznej z niewielkim udziałem facji węglanowej. Występujące tu piaskowce drobnoziarniste są laminowane poziomo, rzadziej przekątnie. Odpowiadają składem arenitom sublitycznym i subarkozowym, a także wacom litycznym. Obok ilasto-mułowcowego matriksu jest obecny cement kwarcowy, kalcytowy i anhydrytowy. Interesującą litofacją, stwierdzoną makroskopowo tylko w profilu otworu wiertniczego Gidle 2, jest wapień ziarnisty, glonowy, zapiaszczony, o strukturze smużysto-gruźlowej. Na niewielkich odcinkach rdzenia z tego otworu w utworach zachowała się laminowana struktura maty glonowej (tabl. I: 5). Widoczne w obrazie mikroskopowym poprzeczne i podłużne przekroje glonów ?*Dasycladaceae* utrwaliły się dzięki otoczkom

mikrytowym. Wnętrza glonów są wypełnione cementem blokowym (tabl. I: 6). Relikty form glonowych tkwiące w grubokrystalicznym tle kalcytowym znaleziono też w wapieniach piaszczystych z profilu otworu wiertniczego Gomunice 12. W profilu otworu Granice 2 stwierdzono występowanie piaszczystych wapieni ooidowych. Tworzące je ooidy mają zachowaną strukturę koncentryczną, często są zniekształcone i silnie zanieczyszczone wodorotlenkami żelaza (tabl. II: 1).

Rzadko występującą litofacją jest rozpoznany w profilu otworu wiertniczego Gomunice 12 heterolit piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowy (tabl. II: 2) o laminacji poziomej i smużysto-falistej, miejscami zaburzonej mechanicznie i/lub biogenicznie. W utworach o podobnym wykształceniu, w profilu otworu Boża Wola IG 1, znaleziono liczne fosforanowe szczątki fauny i zwęglone fragmenty flory.

Wyższą część profilu utworów pstrego piaskowca środkowego, korelowaną z formacją ilastą i formacją z Samsonowa*, tworzą brunatne i brunatno-szaro-zielone mułowce i iłowce z gruźlami kalcytowymi i siarczanowymi oraz wkładkami piaskowców typu wak i charakterystycznych zlepieńców, tzw. pseudooolitów (por. Senkowiczowa, 1970). Utwory te w przeważającej części są nieuwarstwione i mają bryłowo-skorupową oddzielność. We wkładkach bardziej piaszczystych zaznacza się małoskalowa laminacja przekątna lub pozioma. Gruźły węglanowe i siarczanowe są rozmieszczone w profilu nieregularnie (stanowią od kilku do kilkunastu procent masy skały). Konkrecje siarczanowe występują w utworach bardziej ilastych, natomiast w skałach mułowcowych przeważają skupienia kalcytowe. Mułowce i iłowce składają się z silnie żelazistej masy illitowej oraz pyłowych i drobno-piaszczystych ziaren kwarcu, rzadziej łyszczyków. Składniki tych skał są rozmieszczone nieregularnie i tworzą strukturę mikrogruźkową, która może być efektem biogenicznej deformacji osadu (tabl. II: 3), lub skoncentrowane w postaci smug. Gruźły kalcytowe są zbudowane z różnokrystalicznych, ksenomorficzych, najczęściej bezładnie rozmieszczonych kryształów kalcytu, silnie pigmentowanych wodorotlenkami żelaza. W niektórych skupieniach kryształy są strefowo, współśrodkowo i/lub promieniście uporządkowane. Gruźły siarczanowe są wypełnione włóknisto-tabliczkowymi kryształami anhydrytu, rzadziej gipsu.

Zlepieńce pseudooolitowe mają charakter utworów intraformacyjnych. Tworzą kilkucentymetrowej miąższości warstwy. Ich podstawowymi składnikami ziarnistymi są w różnym stopniu obtoczone fragmenty gruźli węglanowych, czasem siarczanowych, oraz klasty mułowców i iłowców (tabl. II: 4).

Pstry piaskowiec górny (ret)

Autorem opracowania litostratygrafii utworów pstrego piaskowca górnego (retu) w niecce Nidy jest Jurkiewicz (1974), który nawiązał do nieformalnego podziału litostratygraficznego utworów retu w zachodniej części obrzeżenia Gór Świętokrzyskich zaproponowanego przez Senkowiczową (1970).

Utwory retu występują we wszystkich badanych utworach wiertniczych z wyjątkiem Gomunic 15 (fig. 2). Ich miąższość wynosi 70–120 m. Ze względu na bardzo małą ilość

materiału rdzeniowego uzyskanego z utworów pstrego piaskowca górnego na badanym obszarze autorki podzieliły (na podstawie profilowań geofizycznych) utwory retu na dwie części: ret dolny, obejmujący warstwy gipsowe I i międzygipsowe, oraz ret górny, z warstwami gipsowymi II i warstwami z Wilczkowic. Czerwone utwory mułowcowe z gruzłowymi skupieniami węglanów, które Jurkiewicz (1974) włączył do warstw gipsowych I retu, uznano za utwory pstrego piaskowca środkowego (formacja ilasta i formacja z Samsonowa*). Skąpość badanego materiału uniemożliwia szczegółowe przedstawienie zmienności litologicznej utworów retu, wykształconych w facji wapienno-marglisto-siarczanowej. Bardzo źle zachowany 3-metrowy odcinek rdzenia z otworu wiertniczego Gomunice 13 tworzą jasne wapienie gruzłowate, wapienie margliste z wtrąceniami siarczanów i ciemnoszare wapienie bioklastyczne. W przewarstwiach występują mułowce i iłowce, niekiedy wykształcone w formie heterolitu, ze strukturami falisto-smużyasto-soczewkowymi. Bioklasty stanowią pokruszone fragmenty skorupki przewodniego dla retu małża *Costatoria costata* (Zenker). Utwory retu rozpoznane w profilu otworu wiertniczego Biała Wielka IG 1 zawierają wkładki gipsu o miąższości do chodzącej do 10 cm. Na podstawie wyników badań mikroskopowych utwory retu z profilu otworu Gomunice 12 uznano za madstony margliste z rozproszonymi w tle listewkowymi kryształami anhydrytu.

TRIAS ŚRODKOWY – WAPIEŃ MUSZLOWY

Utwory wapienia muszlowego w północnej części niecki Nidy są wykształcone podobnie do utworów w niecce moglińskiego-uniejowskiej (por. Becker i in., 2008). W profilach wszystkich badanych otworów wiertniczych rozpoznano utwory wapienia muszlowego dolnego, środkowego i górnego, których łączna miąższość wynosi 47–245 m (fig. 2).

Wapień muszlowy dolny

W utworach wapienia muszlowego dolnego można wyróżnić warstwy margliste, faliste i piankowe.

Warstwy margliste tworzą szare margle i wapienie margliste (czasem dolomityczne). Miejscami w wapieniach występują fragmenty kopalnej fauny. Pod względem mikroskopowym są to madstony ilaste, częściowo zrekrytalizowane, z bioklastami wypełnionymi cementem blokowym (tabl. II: 5).

Warstwy faliste tworzą szare wapienie mikrytowe, często margliste, z falistymi i smużystymi laminami ilasto-marglistymi o ciemniejszej barwie. Liczba i grubość tych lamin jest zmienna w profilu. Gdy występują one w dużej ilości, skała ma cechy heterolitu wapienno-iłowcowego o laminacji falisto-smużyasto-soczewkowej. Gdy przeważa masa węglanowa, skała przybiera postać typowego wapienia gruzłowego. Pod względem mikroskopowym opisywane wapienie falisto-gruzłowe są bardzo jednolite. Są to madstony i madstony margliste z falisto-smużystymi laminami ilastymi oraz domieszką czarnej substancji organicznej (tabl. II: 6).

Warstwy piankowe to jasnoszare, porowate, ziarniste, a miejscami mikrytowe wapienie, lekko dolomityczne, oraz wapienie ze smugami ilastymi i z drobnymi skupieniami anhydrytu. Wapienie są masywne (tabl. III: 1) lub laminowane poziomo albo przekątnie w zestawach dużej skali. Liczne są w nich szwy stylolitowe o dużej amplitudzie. Materiał ziarnisty wapieni to głównie ooidy, pokruszone drobne bioklasty, pellety i intraklasty. Pod względem petrograficznym są to pakstony/ greinstony oolitowe z domieszką drobnych, pokruszonych bioklastów i pelletów oraz z dużą porowatością wewnątrzziarnową. Wnętrza ooidów, które nie uległy procesom rozpuszczania, są zmikrytyzowane oraz częściowo zrekrytalizowane. Spoiwo stanowi drobnosparytowy kalcyt, który powstał w wyniku rekrystalizacji pierwotnego mikrytowego spoiwa i cementacji kalcytowej. Późnym cementem węglanowym jest grubosparytowy dolomit wypełniający niektóre pory po rozpuszczonych ooidach i większe pustki międzyziarnowe (tabl. III: 2). Jako cement występuje też grubokryształiczny anhydryt.

W profilu otworu wiertniczego Gomunice 15 warstwy piankowe są wykształcone inaczej – jako wapienie mikrytowe przekładane nieregularnie wapieniami ziarnistymi lub przechodzące w nie stopniowo (tabl. III: 3). Wapienie te mają beżowo-szarą barwę i występuje w nich nieciągła laminacja pozioma i falisto-smużysta, wzdłuż której bardzo często są rozwinięte szwy stylolitowe o różnej amplitudzie. Materiał ziarnisty stanowią intraklasty, pellety i bioklasty. Spośród bioklastów znaleziono drobne, pokruszone fragmenty muszli i większe (1–2 cm) fragmenty kopalnych organizmów, które mogą być szczątkami gąbek. Pod względem petrograficznym wapienie te są pakstonami/ greinstonami intraklastowo-gruzłowo-bioklastycznymi (tabl. III: 4).

Wapień muszlowy środkowy

Utwory wapienia muszlowego środkowego najlepiej rozpoznano w profilu otworu wiertniczego Gomunice 15. Są tu wykształcone w facji szarobeżowych dolomitów laminowanych i przewarstwionych marglami dolomitycznymi, iłowcami o ciemniejszej barwie i anhydrytami. Zmienność litologiczna w profilu zaznacza się zróżnicowaną liczbą i grubością lamin ilasto-marglistych i siarczanowych – od drobnych rytmicznych przewarstwień typu heterolitu do smużyasto-falistych przewarstwień w grubszych pakietach dolomitów. W profilu odnotowano też wkładki beżowoszarzych dolomitów i wapieni bioklastycznych z dużą ilością małżoraczków (tabl. III: 5). W profilu otworu Gidle 2 utwory wapienia muszlowego środkowego to wapienie mikrytowe i mikrosparytowe margliste z domieszką bioklastów, o strukturach falisto-gruzłowych. W profilu tego otworu występuje kontakt utworów wapienia muszlowego środkowego i górnego.

Wapień muszlowy górny

Utwory wapienia muszlowego górnego są wykształcone głównie jako wapienie margliste z domieszką bioklastów (tabl. III: 6) i z laminami ilastymi. Miejscami w wapieniach występują struktury falisto-gruzłowe (tabl. IV: 1), w których

znajdują się wkładki beżowoszarých wapieni ziarnistych, bioklastycznych i gdzieś indziej intraklastowych o miąższości od kilku centymetrów do 1 m. Oprócz kalcytowych są obecne również liczne fosforanowe fragmenty fauny. Lokalnie utwory mają dobrą oddzielność płytkową. Na powierzchniach płytek są widoczne masowe nagromadzenia zwęglonych szczątków flory. Wapienie ziarniste można zaliczyć do pakstonów, greinstonów i wakstonów bioklastycznych (tabl. IV: 2, 3). Wapienie margliste mają tło mikrosparytowe, często impregnowane grubokrystalicznym anhydrytem.

TRIAS GÓRNY – KAJPER

W utworach triasu górnego wyróżniono następujące jednostki litostratygraficzne: kajper dolny, kajper środkowy, obejmujący dolomit graniczny, dolne warstwy gipsowe, piaskowiec trzcinowy (formacja stuttgartarcka) i górne warstwy gipsowe, oraz kajper górny, który można korelować z warstwami jarkowskimi, zbąszyneckimi i prawdopodobnie wielichowskimi. Utwory zaliczone w tym opracowaniu do kajpru górnego Jurkiewicz (1974) opisał jako retyk.

Utworów retyku nie wyróżniono w badanych profilach z kilku względów. Po pierwsze, brakuje paleontologicznych dowodów na ich obecność. Po drugie, tradycyjnie jako retyk traktowano utwory, których odpowiedniki w innych częściach Polski, a zwłaszcza na Niżu Polskim (warstwy jarkowskie), były dawniej utożsamiane z dolnym retykiem (Dadlez, Kopic, 1963), a obecnie zalicza się je do kajpru środkowego (noryku). Trzecim, bardzo ważnym argumentem jest to, że utwory retyckie są bardzo podobne do utworów dolnojurajskich (liasowych). Wobec braku wyraźnych kryteriów litoologicznych i/lub biostratygraficznych odróżnienia skał retyku od skał jury dolnej nie wyróżniano utworów retyku jako oddzielnej jednostki i włączano je do liasu.

Miąższość poszczególnych wydziałów litostratygraficznych w profilach badanych otworów wiertniczych, określona na podstawie karotażu geofizycznego, jest bardzo zróżnicowana i wynosi: dla kajpru dolnego 17–94 m (w profilach otworów Milianów IG 1 i Biała Wielka IG1 z powodu uskoków tektonicznych brakuje skał kajpru dolnego, natomiast w otworze Boża Wola IG 1 powtarza się sekwencja utworów dolnego i częściowo kajpru środkowego), dla kajpru środkowego 62–340 m i dla kajpru górnego 107–350 m (fig. 2).

Kajper dolny

Niższa część utworów kajpru dolnego jest wykształcona w postaci szarych piaskowców przewarstwionych szaroczarzarnymi mułowcami (tabl. IV: 5) i iłowcami przechodzącymi stopniowo w mułowce laminowane. Utwory te zawierają dużą ilość zwęglonej flory, co upodabnia je do „iłowgli” z innych rejonów Polski. Piaskowce odpowiadają składem waku (tabl. IV: 6) i arenitom litycznym. W wyższej części profilu występują pstre, brunatno-szaro-oliwkowe mułowce wapieniste o charakterystycznej dla gleb kopalnych bryłowo-gruzłowej oddzielności (tabl. IV: 4).

Kajper środkowy

Utwory **dolomitu granicznego** występują w profilach otworów Gomunice 15, Granice 2, Boża Wola IG 1, Zamoście 1 i Milianów IG 1 (fig. 2). Są to dolomity ziarniste i margliste dolomity mikrytowe. Pod względem mikroskopowym dolomity ziarniste odpowiadają wakstonom bioklastycznym (z bioklastami węglanowymi i fosforanowymi oraz fragmentami zwęglonej flory), pakstonom/ wakstonom ooidowym porowatym (tabl. V: 1) i pakstonom intraklastowym (tabl. V: 2). Skały te tworzą przewarstwienia w szarych mułowcach marglistych, dolomitycznych, z jasnymi laminami węglanowymi.

Utwory **dolnych warstw gipsowych** są reprezentowane przez szare dolomity margliste i margle dolomityczne z przewarstwieniami szarych iłowców i mułowców o oddzielności płytkowo-bryłowej z wkładkami i wprysnięciami gipsu i anhydrytu. W niektórych profilach (Gomunice 13, Boża Wola IG 1, Pągów IG 1) są to szare mułowce margliste, dolomityczne, zawierające gniazda siarczanów.

Kompleks **piaskowca trzcinowego** składa się z dwóch pakietów piaskowcowych przedzielonych pakietem mułowcowo-piaskowcowym. Pakiet spagowy ma barwę szarą i szarozieloną, czasem z odcieniem różowawym, a górny – czerwono-brunatną, pstrą z zielonkawymi przebarwieniami i rdzawymi plamami. W spagowym pakiecie piaskowcowym występuje duża ilość siewki roślinnej. W profilu otworu wiertniczego Gomunice 12 pakiet spagowy jest zbudowany z bezstrukturalnego piaskowca drobnoziarnistego. Na podstawie obserwacji mikroskopowych można go uznać za arenit lityczny o spoiwie illitowo-chlorytowym, przy czym chloryt występuje również w postaci ziaren (tabl. V: 3).

Górne warstwy gipsowe to głównie czerwono-brunatne, ceglaste, częściowo szare i szarooliwkowe mułowce ilaste i mułowce z wkładkami piaskowców oraz z wprysnięciami lub żyłami anhydrytu i gipsu. W profilu otworu wiertniczego Gidle 2 są to mułowce piaszczyste brunatne z zielonymi plamami, o oddzielności drobnobryłowej, przechodzące ku górze profilu w mułowce o oddzielności gruboławicowej, miejscami z niewyraźną laminacją poziomą i smużystą.

Kajper górny

Utwory kajpru górnego w profilu otworu wiertniczego Gidle 2 są wykształcone jako mułowce brunatne z zielonymi plamami, o oddzielności drobnobryłowej. W ich spagu występują wkładki piaskowców o laminacji riplemarkowej, smużystej, miejscami ze strukturami deformacyjnymi. W profilach otworów Gomunice 12 i Gomunice 13 rozpoznano szarozielone piaskowce drobnoziarniste z wyraźną laminacją riplemarkową i szare mułowce piaszczyste o niewyraźnej laminacji. W profilu otworu Zamoście 1 występują szarozielone piaskowce drobnoziarniste z wkładkami brunatnych, rozsypliwych mułowców piaszczystych. Pod względem mikroskopowym utwory kajpru górnego to mułowce ilaste, lekko margliste, z laminami ilasto-żelazistymi (tabl. V: 4), arenity kwarcowe i sublityczne średnioziarniste o cemencie kwarcowym (tabl. V: 5) i arenity lityczne o spoiwie illitowo-chlorytowym (tabl. V: 6).

BIOSTRATYGRAFIA UTWORÓW TRIASU W PÓŁNOCNEJ CZĘŚCI NIECKI NIDY

Palinostratygrafię utworów triasu w niecce Nidy przedstawiła Fijałkowska-Mader (2013a). Badania mikrofaunistyczne wykonała M. Romanek.

W utworach korelowanych z formacją z Opoczna* w profilu otworu wiertniczego Pągów IG 1, na głębokości 2472,0–2476,0 m, znaleziono zespół miospor wczesnotriasowego (ind) poziomu palinologicznego *obsoleta-pantii*. W utworach retu dolnego (otwory wiertnicze: Gomunice 13, gł. 2001,0–2009,0 m skrzynka III, Milianów IG 1, gł. 1552,0 m; Pągów IG 1, gł. 2192,0 m; Węgleszyn IG 1, gł. 2432,0 m; Włoszczowa IG 1, gł. 2310,0–2315,0 m) występują miospory poziomu *heteromorphus*, którego wiek jest przyjmowany jako wczesny anizyk. W utworach retu górnego (Biała Wielka IG 1, gł. 1196,0 m; Milianów IG 1, gł. 1519,0 m; Pągów IG 1, gł. 2163,0 m; Włoszczowa IG 1, gł. 2281,0 m) występują miospory podpoziomu *fastidiosus*, wyróżnianego w górnej części poziomu *heteromorphus*. Ponadto w utworach z profilu otworu Gomunice 13 znaleziono przewodniego dla retu małża *Costatoria costata* (Zenker).

W utworach wapienia muszlowego zidentyfikowano trzy poziomy palinologiczne: 1) poziom *minor*, którego wiek jest określany na anizyk (bityn–pelson), w utworach wapienia muszlowego dolnego (Milianów IG 1, gł. 1476,0 m; Węgleszyn IG 1, gł. 2354,0 m), 2) poziom *oriens* (późny anizyk) w utworach wapienia muszlowego środkowego (Gomunice 15, gł. 1655,0–1673,0 m, skrz. VIII; Milianów IG 1, gł. 1410,0 i 1444,6 m; Włoszczowa IG 1, gł. 2250,5–2251,0 m) oraz 3) podpoziom *Tasmanites* poziomu *dimorphus* (wczesny ladin, fassan) w utworach wyższej części wapienia muszlowego górnego (Gidle 2, gł. 1699,0–1708,0 m, skrz. IV, 1708,0–1717,0 m, skrz. VI; Milianów IG 1, gł. 1356,5–1358,3 m; Pągów IG 1, gł. 1985,0, 1987,0 i 2022,0 m; Węgleszyn IG 1, gł. 2304,0 m; Włoszczowa IG 1, gł. 2191,0 m; Zamoście 1, gł. 1687,0–1691,0 m, skrz. II).

Wiek utworów wapienia muszlowego dolnego potwierdzono na podstawie znalezisk skolekodontów *Delosites rari-dentatus* Kozur (Gomunice 15, gł. 1788,0–1806,0 m, skrz. XVIII).

O wieku utworów wapienia muszlowego górnego świadczą także szczątki fauny konodontowej stwierdzone w profilach otworów wiertniczych Gidle 2 i Zamoście 1. Zespół konodontów z profilu otworu Gidle 2 (gł. 1708,0–1717,0 m, skrz. VI) jest podobny do zespołu występującego w górnej części warstw z *Entolium discites* i dolnej części warstw ceratytowych, opisanego przez Trammera (1971, 1972, 1975) z południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Zespół

z profilu otworu Gidle 2 można również korelować z górną częścią 2. poziomu i dolną częścią 3. poziomu konodontowego wyróżnionych przez Kozura (1968) i należących do fassanu. Również Zawadzka (1975) stwierdziła obecność podobnego zespołu konodontów w warstwach z Wilkowic na Śląsku Opolskim. Zespół rozpoznany w profilu otworu Zamoście 1 na głębokości ok. 1688,8 m wskazuje na 3. poziom konodontowy wyróżniony przez Kozura (1968), korelowany z fassanem (ladynem).

W utworach kajpru dolnego (Boża Wola IG 1, gł. 1365,0–1396,0 i 1571,0–1616,0 m – Orłowska-Zwolińska, 1972; Gidle 2, gł. 1690,0–1699,0 m, skrz. VI; Gomunice 13, gł. 1707,0–1710,0 m, skrz. III; Gomunice 15, gł. 1593,0–1610,0 m, skrz. XV; Pągów IG 1, gł. 1895,0 i 1897,0 m; Włoszczowa IG 1, gł. 2168,0–2170,0 m) rozpoznano zespół miospor wyższej części poziomu palinologicznego *dimorphus*, którego wiek jest określany na późny ladin.

W utworach dolomitu granicznego z profili otworów wiertniczych Gomunice 15 (gł. 1558,0–1555,0 m, skrz. III) Boża Wola IG 1 (gł. 1345,0 i 1535,0–1547,0 m – Orłowska-Zwolińska, 1972) i Milianów IG 1 (gł. 1322,0 m) zidentyfikowano miospory zespołu *iliacoides* i akritarchy wyróżnianego w dolnej części podpoziomu *iliacoides*, charakterystycznego dla późnego longobardu. Miospory występujące w wyższej części podpoziomu *iliacoides* poziomu *longdonensis*, którego wiek jest przyjmowany jako późny ladin–wczesny karnik, znaleziono w utworach dolnych warstw gipsowych w profilach otworów wiertniczych Boża Wola IG 1 (gł. 1313,0–1321,0 m – Orłowska-Zwolińska, 1972), Gomunice 15 (gł. 1540,0–1542,0 m, skrz. II), Milianów IG 1 (gł. 1320,0 m) i prawdopodobnie Gidle 2 (gł. 1645,0–1651,0 m, skrz. III). Podpoziom *verrucata* (wczesny karnik), wyróżniony w górnej części poziomu *longdonensis*, zidentyfikowano w wyższej części dolnych warstw gipsowych w profilach trzech otworów wiertniczych: Biała Wielka IG (gł. 1081,3 m), Węgleszyn IG 1 (2226,0 m) oraz Włoszczowa IG 1 (2104,6 i 2147,0 m).

Z utworów piaskowca trzcinowego występujących w profilu otworu wiertniczego Boża Wola IG 1 na głębokości 1212,0–1218,0 m Orłowska-Zwolińska (1972) opisała zespół miospor poziomu *astigmatosus*, którego wiek jest określany na karnik (jul).

Zespół miospor poziomu *tuberculatus* (retyk) rozpoznano w utworach z profilu otworu Włoszczowa IG 1 na głębokości 1800,0 m.

WYNIKI ANALIZY PALINOFACJALNEJ

Termin „palinofacja” przyjęto w opracowaniu zgodnie z definicją Powella i in. (1990) i oznacza on ogół zawartej w próbce skalnej materii organicznej, której skład odzwier-

ciadła określone środowisko sedymentacji. Na podstawie wyróżnionych typów palinofacji zrekonstruowano paleośrodowiska triasu na badanym obszarze. Jedynie do rozróżnienia

środowisk jeziornego i playi posłużono się dodatkowo informacjami litologicznymi.

Materię organiczną podzielono zgodnie z *Amsterdam Palynological Organic Matter Classification '91* (Traverse, 1994) na: palinomorfy, materię strukturalną (w anglojęzycznej literaturze określana jako STOM – *structured organic matter*) i materię bezstrukturalną (AOM – *amorphous organic matter* lub SOM – *structureless organic matter*). Wśród palinomorf wyróżniono spory, ziarna pyłku, „glony” (akritarchy, prazynofity, glony słodkowodne, dinocysty), Chitinozoa, zoomorfy i spory grzybów. Do materii strukturalnej zalicza się drewno, czyli wiązki przewodzące, nabłonki (epidermy i kutikule), szczątki zwierząt i fragmenty grzybnia oraz

materię strukturalną nieoznaczalną (DOM – *degraded organic matter*). Wśród materii bezstrukturalnej wyróżnia się cząstki homogeniczne, heterogeniczne, tzw. cząstki *fluffy* (ang. „puszysty”), prześwitujące, o gąbczastej strukturze i nieregularnych kształtach, oraz cząstki drobnorozproszone. Cząstki heterogeniczne są wskaźnikami pochodzenia lądowego materii organicznej (Tyson, 1995), natomiast cząstki *fluffy* świadczą o jej planktonicznym i/lub bakteryjnym pochodzeniu (Batten, 1996) i wskazują na środowisko morskie (Tyson, 1995).

Zawartość elementów materii organicznej (kerogenu) w utworach triasu w profilach wybranych otworów wiertniczych przedstawiono na figurach 3–9.

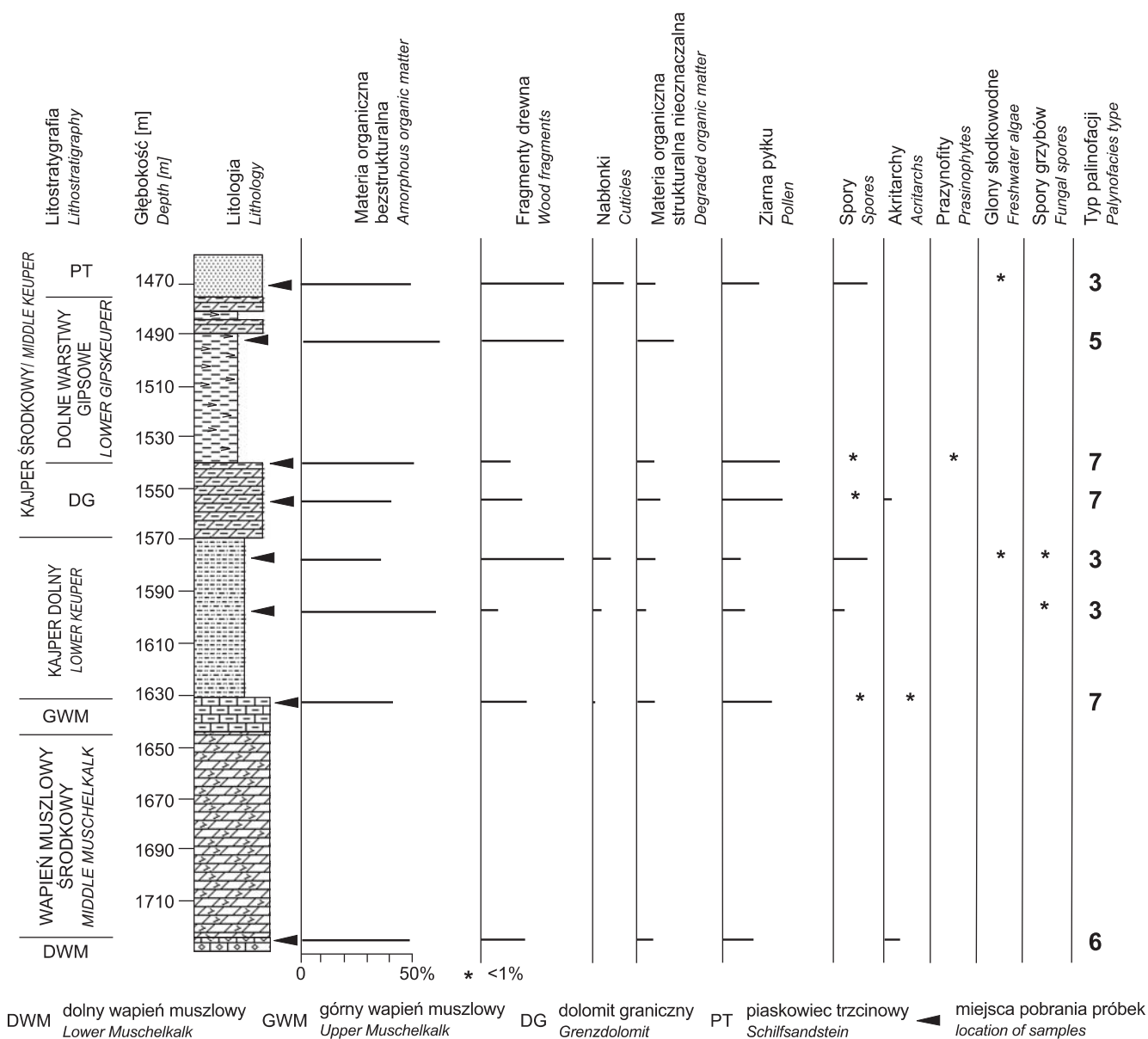


Fig. 3. Zawartość elementów materii organicznej (kerogenu) w utworach triasu w profilu otworu wiertniczego Gomunice 15

Concentration of kerogen in the Triassic deposits of Gomunice 15 borehole

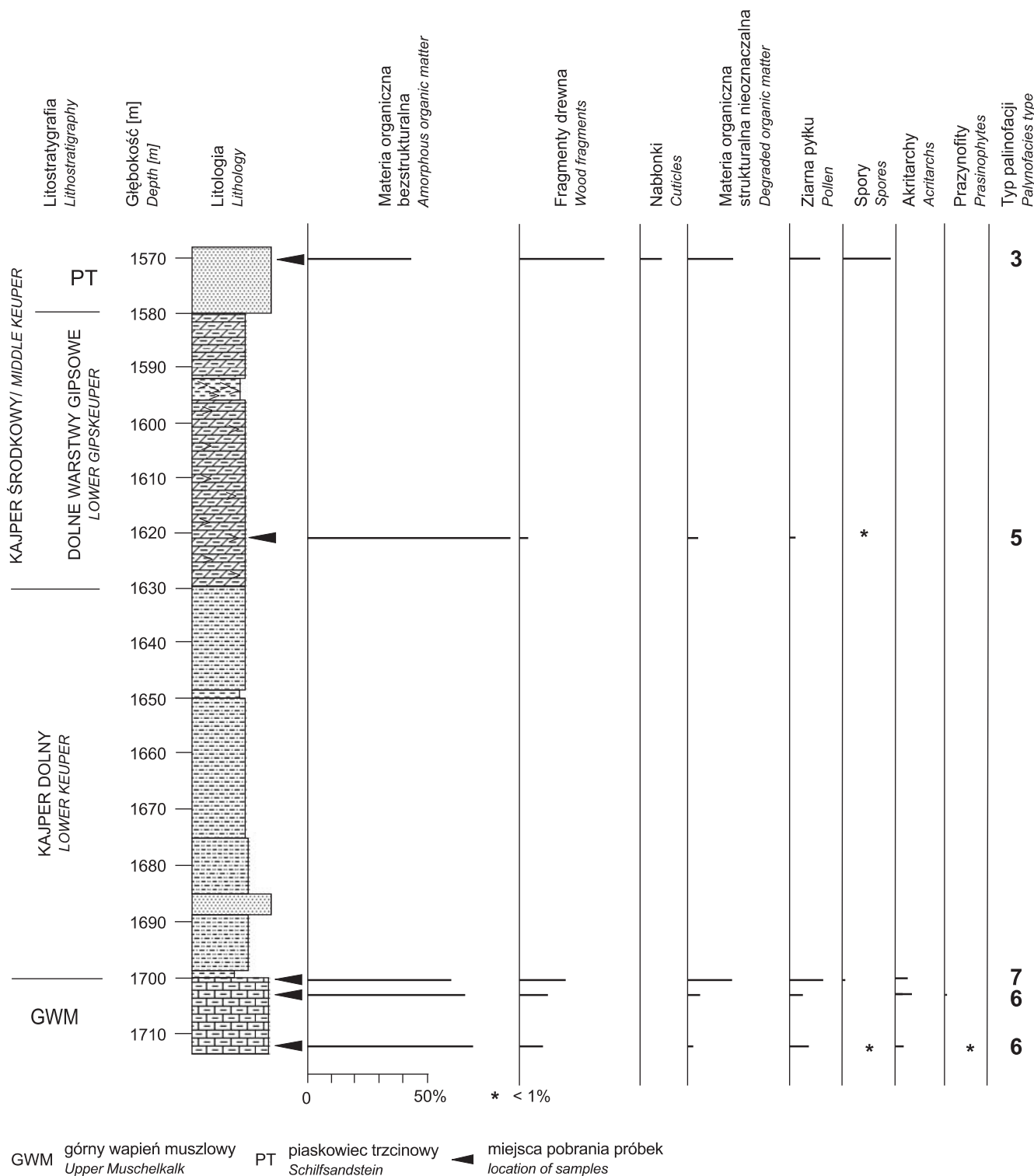


Fig. 4. Zawartość elementów materii organicznej (kerogenu) w utworach triasu w profilu otworu wiertniczego Gomunice 12

Concentration of kerogen in the Triassic deposits of Gomunice 12 borehole

PALINOMORFY

Spory. Ich zawartość w badanym materiale jest zróżnicowana (0–30%). W utworach retu i wapienia muszlowego dolnego są to głównie spory z rodzajów *Cyclotriletes*

(tabl. VII: 5 – s1, VIII: 5 – s1) i *Verrucosisporites* (tabl. VIII: 5 – s2), których roślinami macierzystymi były paprocie. W wapieniu muszlowym górnym pojawiły się, produkowane przez widłaki, spory *Aratrisporites* (tabl. VIII: 1 – s1), które dominują w utworach kajpru dolnego oraz w dolnych

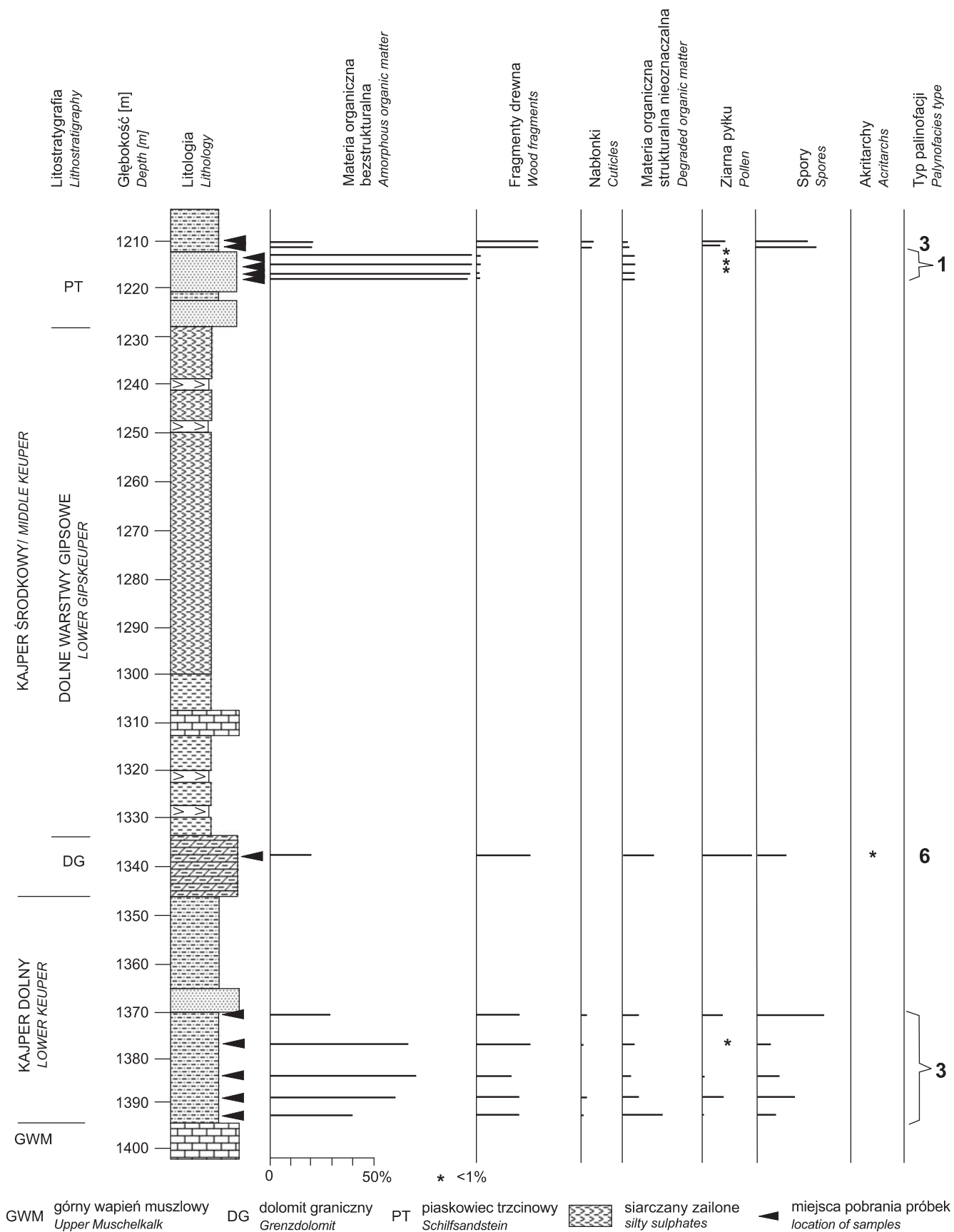


Fig. 5. Zawartość elementów materii organicznej (kerogenu) w utworach triasu w profilu otworu wiertniczego Boża Wola IG 1

Concentration of kerogen in the Triassic deposits of Boża Wola IG 1 borehole

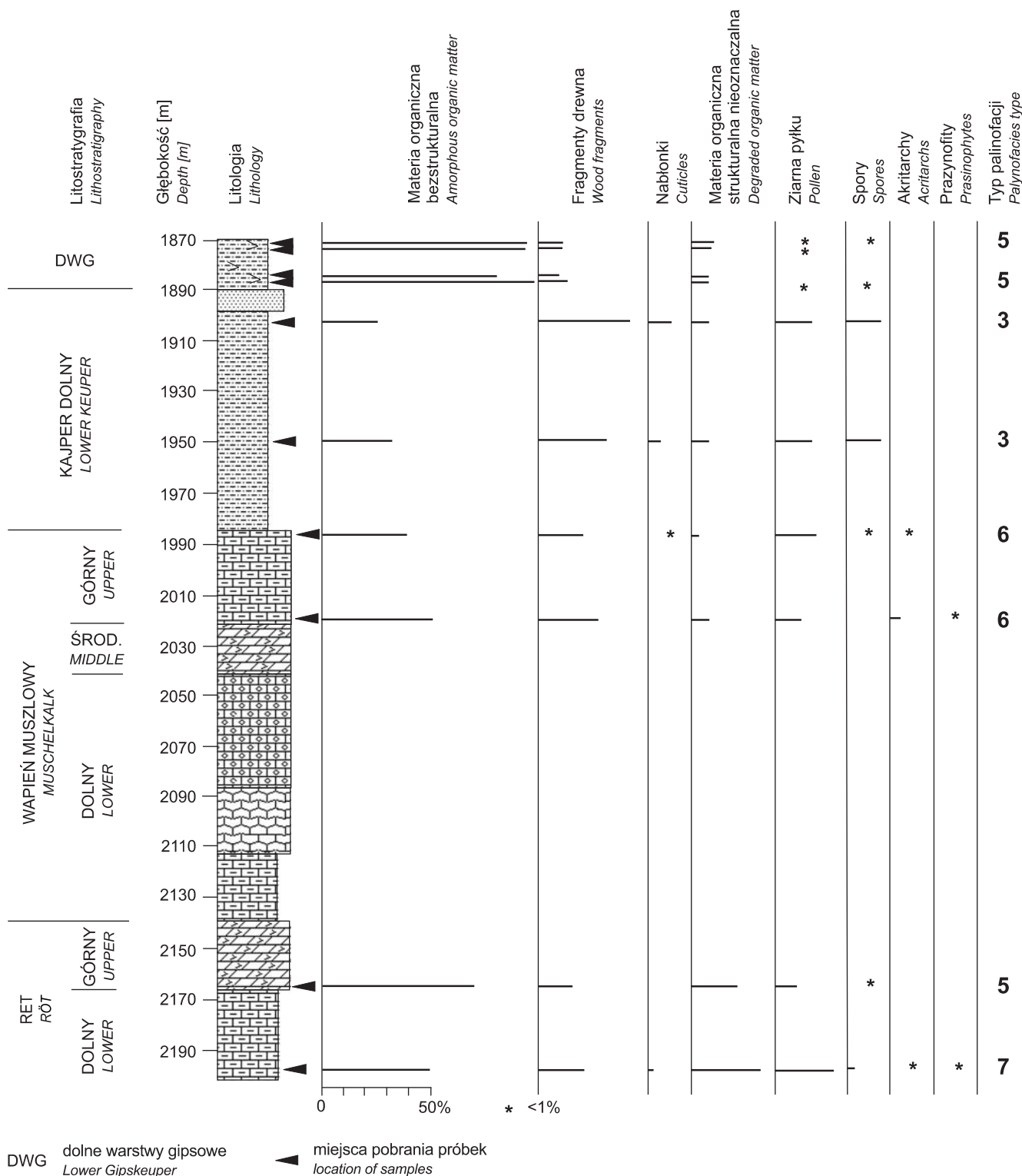


Fig. 6. Zawartość elementów materii organicznej (kerogenu) w utworach triasu w profilu otworu wiertniczego Pagów IG 1

Concentration of kerogen in the Triassic deposits of Pagów IG 1 borehole

warstwach gipsowych. W dolnych warstwach gipsowych licznie występują spory *Todisporites* (tabl. VII: 1 – s1) i *Porcellispora*, produkowane przez paprocie. W utworach piaskowca trzciniowego licznie są spotykane spory paproci z rodzaju *Aulisporites*. W utworach kajpru górnego przeważają

spory paproci z rodzajów *Deltoidospora* i *Verrucosisporites*. Spory grzybów, głównie z rodzaju *Microsporonites*, występują w utworach retu dolnego (fig. 9), wapienia muszlowego dolnego (fig. 8, 9) i kajpru dolnego (fig. 3).

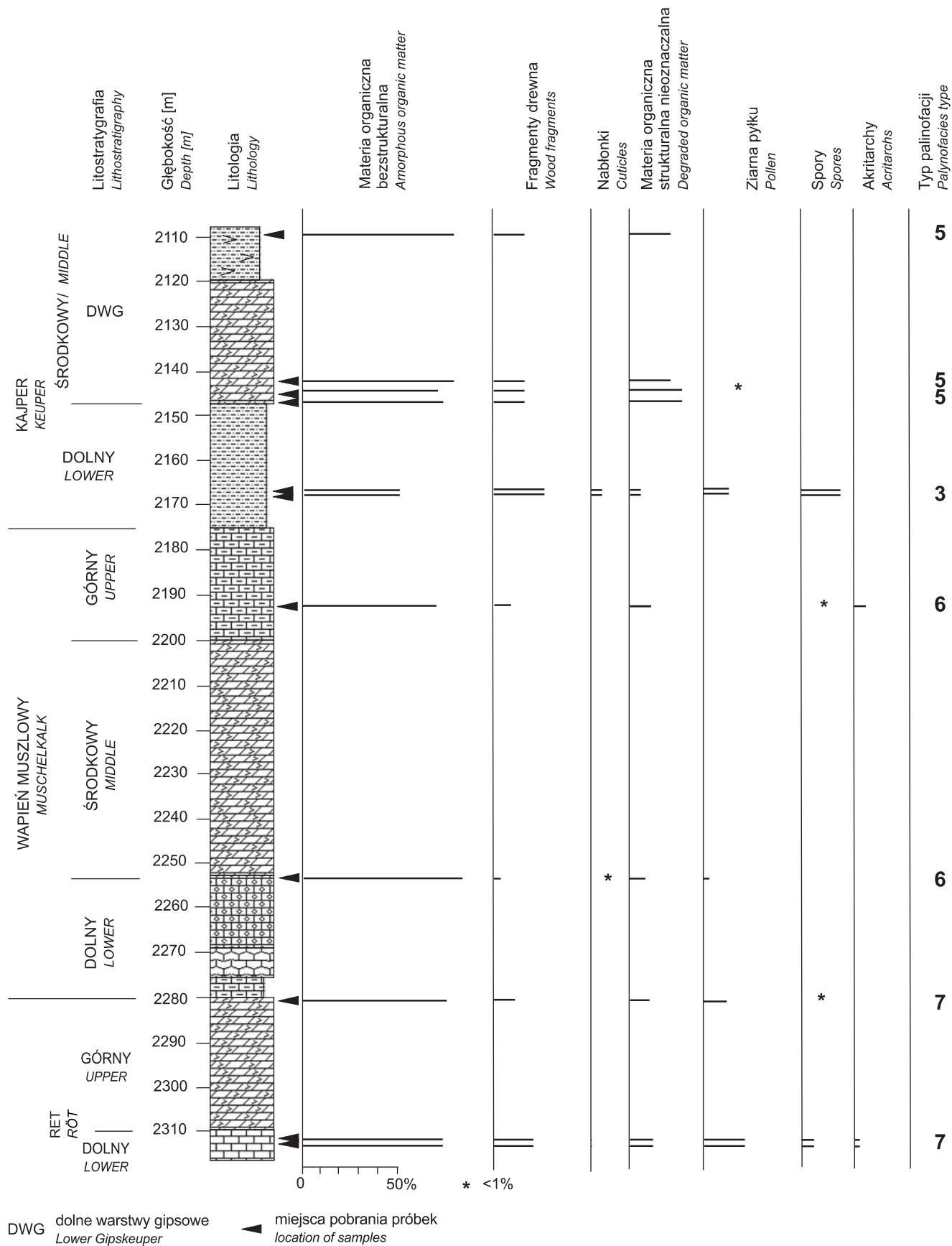


Fig. 7. Zawartość elementów materii organicznej (kerogenu) w utworach triasu w profilu otworu wiertniczego Włoszczowa IG 1

Concentration of kerogen in the Triassic deposits of Włoszczowa IG 1 borehole

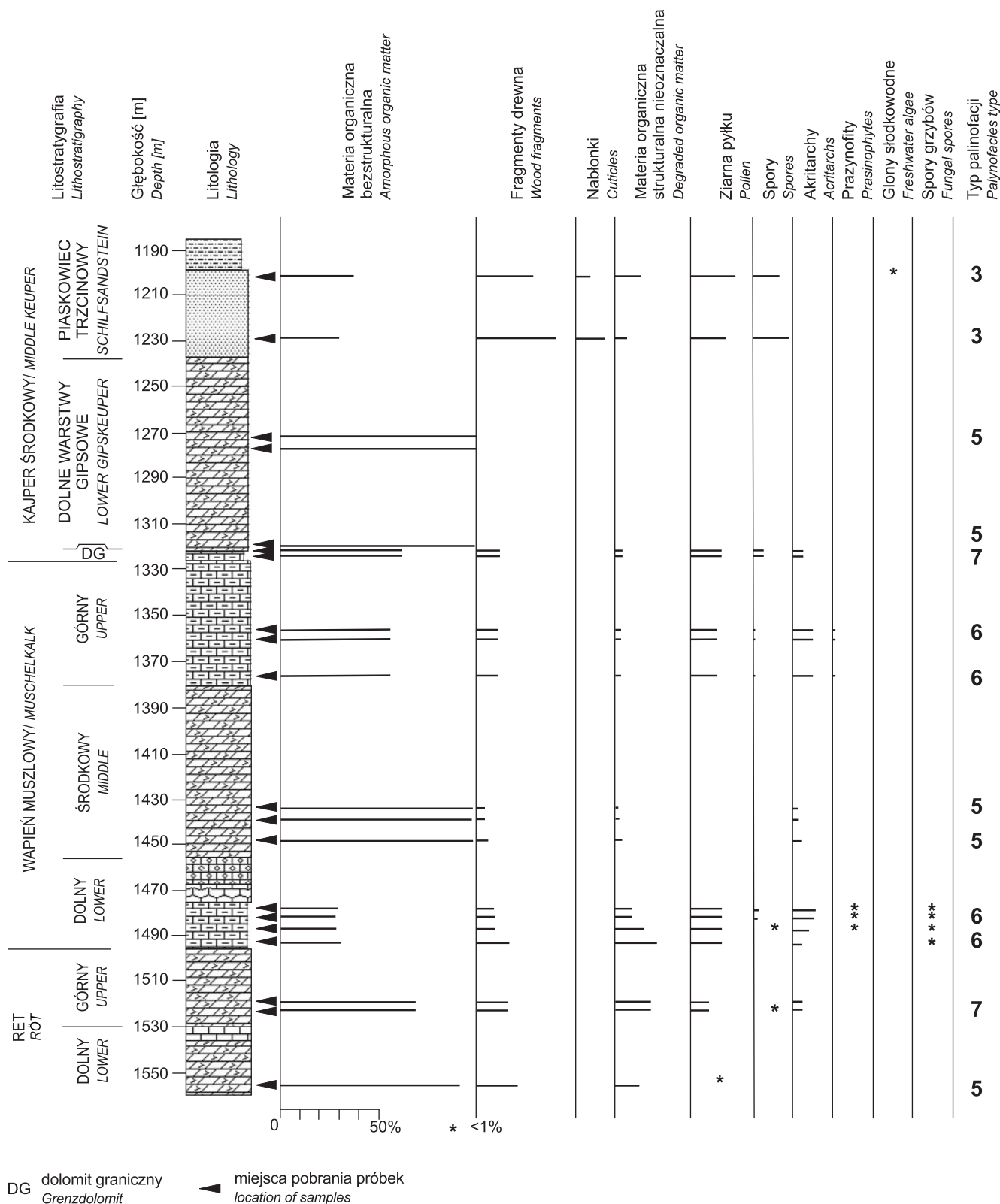


Fig. 8. Zawartość elementów materii organicznej (kerogenu) w utworach triasu w profilu otworu wiertniczego Milianów IG 1

Concentration of kerogen in the Triassic deposits of Milianów IG 1 borehole

Ziarna pyłku. Ich zawartość w próbkach wynosi 0–40%, reprezentują rośliny iglaste. W utworach retu dominuje pyłek z rodzajów *Angustisulcites* (tabl. VIII: 5 – p1), *Microcahy-*

idites (tabl. VIII: 5 – p2) i *Klausipollenites*. W utworach wapienia muszlowego dolnego zaczyna dominować rodzaj *Triadispora* (tabl. VII: 5 – p1), a jego przewaga utrzymuje

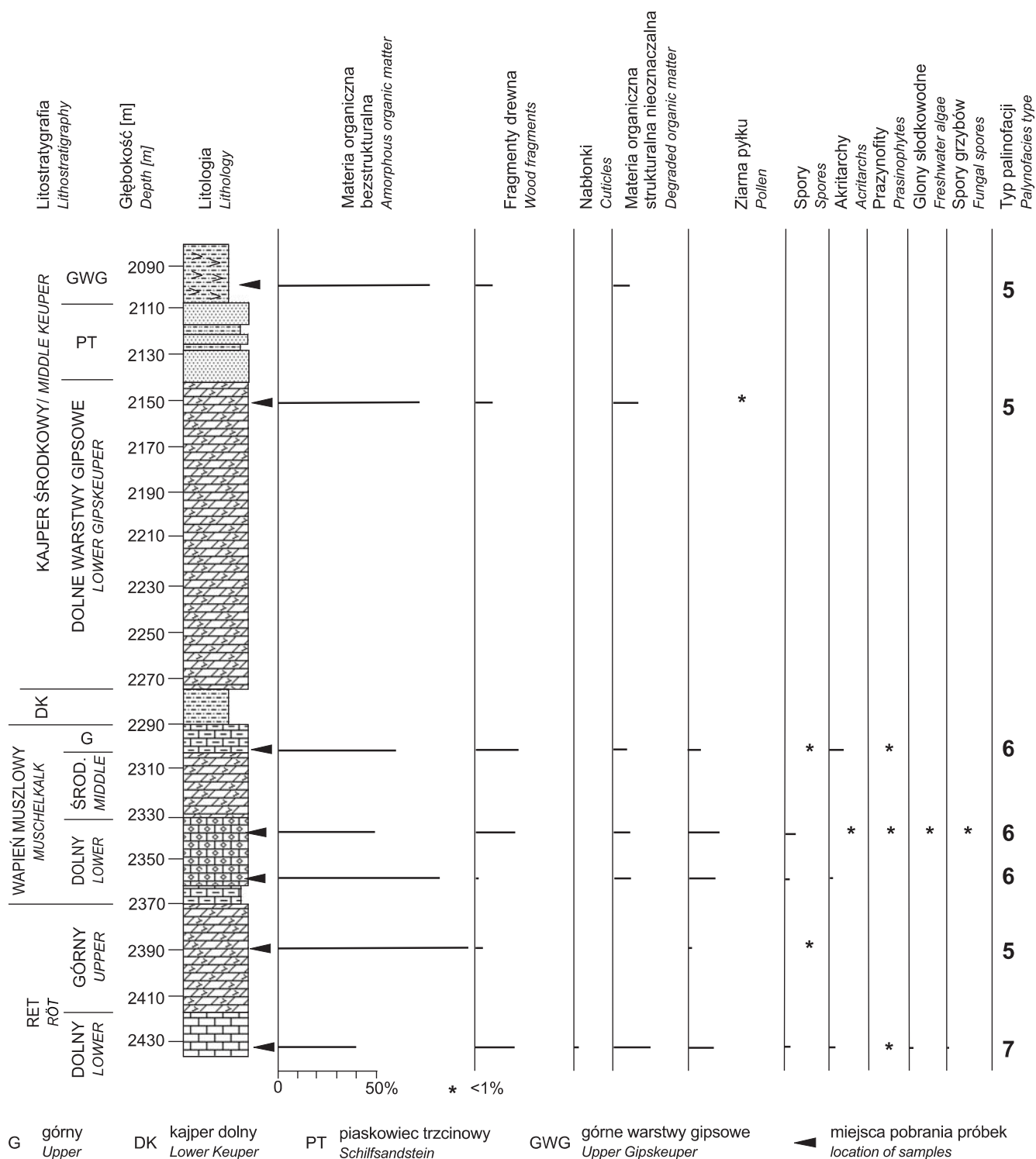


Fig. 9. Zawartość elementów materii organicznej (kerogenu) w utworach triasu w profilu otworu wiertniczego Węgleszyn IG 1

Concentration of kerogen in the Triassic deposits of Węgleszyn IG 1 borehole

się do utworów wapienia muszlowego górnego, w których najczęściej jest ziaren pyłku z rodzaju *Protodiploxypinus*. W skałach kajpru dolnego oprócz rodzajów *Protodiploxypinus* (tabl. VI: 3, 4 – p1) i *Triadispora* (tabl. VI: 3 – p2) licznie występuje rodzaj *Brachysaccus*. W dolnych warstwach

gipsowych dominuje pyłek z rodzaju *Ovalipollis* (tabl. VII: 1 – p1). W wyższej części dolnych warstw gipsowych pojawiają się ziarna pyłku z rodzajów *Labiisporites* i *Cedripites*, a także bezworkowe, okrągłe ziarna z rodzajów *Partitisporites* i *Duplicisporites*. W piaskowcu trzcinyowym przeważają

pyłki z rodzaju *Ovalipollis*. W utworach górnych warstw gipsowych oprócz ziaren pyłku roślin iglastych z rodzajów *Cedripites*, *Pinuspollenites* i bezworkowych, okrągłych ziaren *Classopollis* (*Corollina*) pojawiają się bezworkowe ziarna pyłku cykadowców z rodzajów *Cycadopites*, *Monosulcites* i *Eucommidites*.

Plankton stanowią głównie akritarchy, natomiast prazynofity i glony słodkowodne spotyka się pojedynczo. W utworach retu wśród akritarchów przeważa rodzaj *Baltisphaeridium*, a nieliczne prazynofity są reprezentowane przez rodzaj *Crassosphaera*. Zawartość akritarchów wynosi od 0 do kilkunastu procent. W utworach wapienia muszlowego dolnego i środkowego dominują akritarchy z rodzaju *Micrhystridium* (tabl. VII: 6 – a1), uważanego za charakterystyczny dla morskich brzeżnych środowisk płytkowodnych (Prauss, 1989). Pojedyncze prazynofity należą do rodzaju *Crassosphaera*. W niektórych próbkach zawartość planktonu może sięgać kilkunastu procent. W utworach wapienia muszlowego górnego akritarchy reprezentują głównie rodzaje *Micrhystridium* (tabl. VIII: 1 – a1) i *Baltisphaeridium* (tabl. VIII: 6 – a1), a prazynofity – rodzaj *Tasmanites*. Średnia zawartość planktonu jest najwyższa w tych skałach i wynosi 16%. Nieliczne akritarchy, głównie z rodzaju *Micrhystridium*, znaleziono w dolomicie granicznym. Pojedyncze glony słodkowodne występują w utworach kajpru dolnego (tabl. VI: 3) i piaskowca trzciniowego.

MATERIA STRUKTURALNA (STOM)

Drewno, czyli wiązki przewodzące, jest głównym składnikiem (3–45%; fig. 10) materii strukturalnej. Najliczniej występuje typ A (wg klasyfikacji Brugessa, 1987), w kształcie podłużnych, niekiedy rozgałęzionych elementów o barwie czarnej (dA na: tabl. VI: 3, 4, VII: 1, 2, VIII: 1–5). Licznie jest reprezentowany typ D, tworzący duże, masywne cząstki,

czasami o widocznej strukturze wewnętrznej – podłużne przekroje przez wiązki przewodzące (dD na: tabl. VI: 2, VIII: 5). Rzadko spotyka się typ C, w formie siatek będących poprzecznymi przekrojami przez wiązki przewodzące (dC na: tabl. VI: 3, VII: 1). Drewno na ogół ma barwę ciemnobrązową lub czarną. Cząstki ciemnobrązowe są prześwitujące, mają widoczną strukturę wewnętrzną.

Materia strukturalna nieoznaczalna (DOM) stanowi drugi pod względem ilości występowania składnik (5–25%; fig. 10) STOM. Są to silnie zniszczone fragmenty organiczne, głównie o barwie ciemnej lub czarnej (sn na: tabl. VI: 1, VII: 1, 2, 6, VIII: 2, 3). Czarne cząstki powstają zwykle na skutek utlenienia drewna podczas długiego transportu oraz w wyniku zmian postdepozycyjnych materiału organicznego. Często nie można odróżnić tych cząstek od materii bezstrukturalnej.

Nabłonki są znajdowane rzadko (stanowią do kilkunastu procent STOM) i są to głównie nabłonki płaskie (e na: tabl. VI: 6, VIII: 5). Od pozostałych cząstek materii odróżniają się jasną, na ogół żółtą barwą.

Pojedynczo występują fragmenty **tkanek roślinnych** (tr na: tabl. VI: 2, VIII: 5, 6) o barwie jasnobrązowej.

MATERIA BEZSTRUKTURALNA (AOM)

Materia bezstrukturalna pochodzenia lądowego jest głównym składnikiem palinofacji. Tworzą ją ciemne i czarne, zwykle zaokrąglone cząstki. Jej zawartość wynosi 30–100% (fig. 10). Najczęściej spotykane typy to materia heterogeniczna (n1 na: tabl. VI: 2, 3, VII: 1, 4, VIII: 1–6) i drobnorozproszona (nd na: tabl. VI: 1, 3, 4, VII: 3, 4). W palinofacjach morskich często występują cząstki *fluffy* (nf na: tabl. VII: 5, VIII: 1, 2, 6), planktonicznego i/lub bakteryjnego pochodzenia (Batten, 1996). Rzadko spotyka się materię homogeniczną (tabl. VII: 3 – n2).

TYPY PALINOFACJI

Na podstawie stosunków ilościowych poszczególnych grup materii organicznej wyróżniono siedem typów palinofacji (fig. 2–10). Jako materiał porównawczy do interpretacji środowiskowej posłużyły prace van Bergena i Kerpa (1990), Van der Zwana (1990), Dybkjær (1991), Tysona (1995), Pieńkowskiego i Waksmundzkiej (2009), Heunisch i in. (2010) oraz Kustatscher i in. (2010).

TYP 1

Występowanie. Piaskowce piaskowca trzciniowego (Boża Wola IG 1, gł. 1214,5–1218,2 m; fig. 2, 5, 10, tabl. VI: 1) i kajpru górnego (Włoszczowa IG 1, gł. 1800,0 m; Milianów IG 1, gł. 1045,5 m; Biała Wielka IG 1, gł. 828,8–829,0 m – fig. 2).

Charakterystyka. Zawartość palinomorf wynosi poniżej 1% całej materii organicznej. Częściej występują spory niż ziarna pyłku. Udział materii strukturalnej wynosi 5–10% i składa się ona prawie wyłącznie z materii nieoznaczalnej. Najliczniejszą grupę stanowi materia bezstrukturalna drobnorozproszona, której udział w palinofacji może sięgać 90%. Rzadsze są cząstki heterogeniczne (tabl. VI: 1 – n1).

W palinofacji typu 1 dominuje materia organiczna o barwie czarnej, stanowiąca średnio 80% (miejscami 100%). Udział materii o barwie jasnej – żółtej i jasnobrązowej – wynosi od kilku do 15%.

Interpretacja środowiskowa. Niewielka ilość silnie zniszczonych palinomorf i materii strukturalnej pochodzenia lądowego oraz wysoka zawartość materii bezstrukturalnej drobnorozproszonej wskazują na transport materiału organicznego w środowisku o wysokiej energii. Podobnie wykształconą

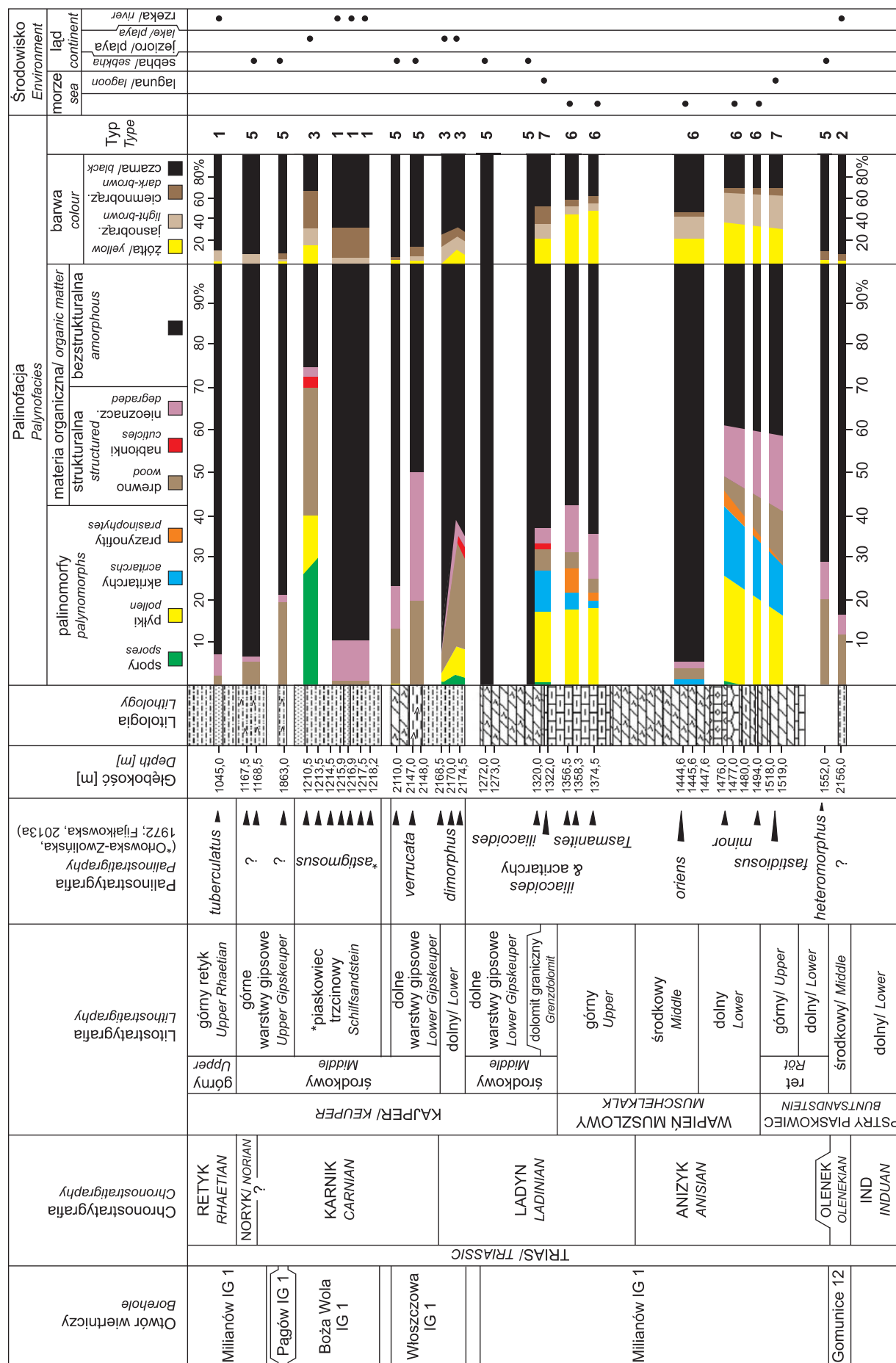


Fig. 10. Rozmieszczenie palinofacji i paleośrodowisk na te syntetycznego profilu utworów triasu północnej części niecki Nidy

Distribution of palynofacies and paleoenvironments in the synthetic profile of the Triassic deposits of the northern part of the Nida Basin

palinofację stwierdzono w rzecznych utworach korytowych pstrego piaskowca dolnego w północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Fijałkowska, 1994; Fijałkowska-Mader, 1999).

TYP 2

Występowanie. Piaskowce pstrego piaskowca środkowego (otwory wiertnicze Gomunice 12, gł. 2156,0 m – fig. 2 i Pągów IG 1, gł. 2224,0 m – tabl. VI: 2).

Charakterystyka. Zawartość palinomorf, wśród których zdecydowanie przeważają ziarna pyłku, wynosi 0,5% całej materii organicznej. Materia strukturalna, głównie drewno, stanowi 15%. Materia bezstrukturalna występuje w ilości 84,5% (fig. 10; tabl. VI: 2) i jest to prawie wyłącznie materia heterogeniczna.

Udział materii organicznej o barwie czarnej wynosi 95%, jasnobrązowej – 4,5% i żółtej – 0,5%.

Interpretacja środowiskowa. Ten typ palinofacji jest podobny do typu 1, od którego różni się brakiem materii bezstrukturalnej drobnorozproszonej, co może wskazywać na szybszą depozycję. Warunki transportu materiału organicznego były takie same jak w przypadku palinofacji typu 1. Osad mógł powstać w kanałach rozprowadzających na równi zalewowej (por. Bustin, 1988).

TYP 3

Występowanie. Mułowce kajpru dolnego (otwory wiertnicze Gomunice 13, gł. 1707,0–1710,0 m – fig. 2, Gomunice 15, gł. 1576,0 i 1596,5 m – fig. 3; Boża Wola IG 1, gł. 1370,0–1394,0 m – fig. 5, tabl. VI: 4; Pągów IG 1, gł. 1898,0 m – tabl. VI: 6 i 1950,0 m – fig. 6; Włoszczowa IG 1, gł. 2171,0 i 2174,5 m – fig. 7, 10) oraz piaskowca trzciniowego (Gomunice 15, gł. 1469,0 m – fig. 3; Gomunice 12, gł. 1569,0 m – fig. 4; Gomunice 13, gł. 1548,0 m – tabl. VI: 5; Zamoście 1, gł. 1548,5 m – fig. 2; Boża Wola IG 1, gł. 1210,5–1211,5 m – fig. 5; Milianów IG 1, gł. 1200,5 i 1228,0 m – fig. 8).

Charakterystyka. Zawartość palinomorf, głównie spor i ziaren pyłku, jest wysoka i zmienia się od kilku do 40% materii organicznej. Pojedynczo występują glony słodkowodne. Udział materii strukturalnej to 10–50%, poza drewnem liczniej występują nabłonki. Zawartość materii bezstrukturalnej wynosi 10–50%. W palinofacjach przybrzeżnych jest to prawie wyłącznie materia heterogeniczna, natomiast w dystalnych przeważa materia drobnorozproszona.

Udział materii organicznej o barwie czarnej wynosi 50–70%, ciemnobrązowej – 5–10%, jasnobrązowej – 10–15% i żółtej – 5–10% (tabl. VI: 3–6).

Interpretacja środowiskowa. Wysoka zawartość spor i dobry stan zachowania materii organicznej (w tym również cienkich, delikatnych nabłonek roślinnych) i jednocześnie niezbyt wysoki stopień utlenienia wskazują na krótki transport materiału z obszaru źródłowego i depozycję w basenie o niskiej energii. Osad mógł powstać w zbiorniku o charak-

terze jeziornym. Pod tym pojęciem autorki rozumieją zarówno duże jezioro śródlądowe, jak i mały zbiornik tworzący się okresowo na równi zalewowej, o dużej zawartości materii organicznej.

W palinofacji typu 3 zaznacza się zróżnicowanie na palinofacie strefy przybrzeżnej, gdzie jest więcej spor i delikatnych elementów materii strukturalnej, jak np. nabłonki (tabl. VI: 5, 6), oraz palinofacie strefy dystalnej, gdzie przeważają ziarna pyłku i „drewno” (tabl. VI: 3, 4; por. DeBusk, 1997).

TYP 4

Występowanie. Mułowce dolnych warstw gipsowych w profilu otworu wiertniczego Zamoście IG 1 na głębokości 1611,0 m (tabl. VII: 1).

Charakterystyka. Palinomorfy stanowią 25% materii organicznej, przy czym ziarna pyłku wyraźnie przeważają nad sporami. Udział materii strukturalnej, złożonej głównie z drewna, wynosi 40%. Pozostałą część stanowi materia bezstrukturalna heterogeniczna.

Cechą charakterystyczną palinofacji jest przewaga materii organicznej o barwie jasnej (żółta – 40%, jasnobrązowa – 20%, ciemnobrązowa – 10%, czarna – 30%).

Interpretacja środowiskowa. Ten typ palinofacji jest wykształcony podobnie do typu 3, od którego różni się mniejszą zawartością spor i jaśniejszym kolorem materii organicznej. Biorąc pod uwagę wysoką zawartość ziaren pyłku, można sugerować, że obszar źródłowy materiału organicznego był bardziej suchy niż w przypadku palinofacji typu 3. Na podstawie samej zawartości materii organicznej w palinofacji trudno jest jednoznacznie odróżnić środowiska jeziora i playi. Do rozstrzygnięcia tej kwestii są niezbędne przesłanki litologiczne. Omawianą palinofację rozpoznano w utworach zawierających siarczan, a więc mogła ona powstać w środowisku playi.

TYP 5

Występowanie. Ten typ palinofacji wyróżniono w utworach różniących się pod względem litostratygraficznym, w tym w: dolomitach z siarczanami retu dolnego (otwory wiertnicze Milianów IG 1, gł. 1552,0 m – fig. 8, 10; Biała Wielka IG 1, gł. 1260,5 m – fig. 2), dolomitach z siarczanami retu górnego (Węgleszyn IG 1, gł. 2389,5 m – fig. 9; Pągów IG 1, gł. 2165,0 m – fig. 6; Biała Wielka IG 1, gł. 1218,0 m – fig. 2), dolomitach, mułowcach i ilowcach z siarczanami wapienia muszlowego środkowego (Milianów IG 1, gł. 1434,0–1448,0 m – fig. 8) i dolnych warstw gipsowych (Gomunice 15, gł. 1491,5 m – fig. 3; Gomunice 12, gł. 1621,0 m – fig. 4; Zamoście 1, gł. 1601,0–1608,0 m – fig. 2; Gidle 2, gł. 1604,0–1606,0 m – fig. 2, tabl. VII: 4; Włoszczowa IG 1, gł. 2108,0, 2143,0 i 2146,5–2148,0 m – fig. 7, 10; Milianów IG 1, gł. 1272,0–1276,0 m – tabl. VII: 3 i 1319,5 m – fig. 8, 10; Pągów IG 1, gł. 1872,0–1873,0 i 1883,0–1884,0 m – fig. 6; Węgleszyn IG 1, gł. 2151,0 m – tabl. VII: 2), a także mułow-

cach z siarczanami górnych warstw gipsowych (Milianów IG 1, gł. 1167,5 i 1168,5 m – fig. 10; Węgleszyn IG 1, gł. 2102,0 m; Biała Wielka IG 1, gł. 1038,0 m – fig. 2).

Charakterystyka. Palinomorfy występują sporadycznie (poniżej 0,5%). Udział materii strukturalnej, złożonej głównie z drewna i materii nieoznaczalnej, wynosi 5–30% całej materii organicznej. Udział materii bezstrukturalnej waha się od 40 do 100% (tabl. VII: 2–4). Jest ona silnie zróżnicowana – obok heterogenicznej występuje homogeniczna i drobnorozproszona.

Dominuje materia organiczna o barwie czarnej (90–100%).

Interpretacja środowiskowa. Bardzo zróżnicowane wykształcenie palinofacji utrudnia jej interpretację środowiskową. Żeby określić środowisko depozycji, są w tym przypadku niezbędne przesłanki litologiczno-sedymentologiczne. Palinofacja typu 6 występuje w utworach zawierających siarczany (gipsy i anhydryty), mogła więc powstać w basenie typu sebhya.

TYP 6

Występowanie. Utwory wapienia muszlowego dolnego (otwory wiertnicze Gomunice 15, gł. 1718,5 m – fig. 3; Włoszczowa IG 1, gł. 2255,0 m – fig. 7, tabl. VIII: 3; Milianów IG 1, gł. 1476,0–1494,0 m – fig. 8, 10, tabl. VII: 6; Węgleszyn IG 1, gł. 2335,0 i 2360,0 – fig. 9, tabl. VII: 5; Biała Wielka IG, gł. 1195,0 m – fig. 2), wapienia muszlowego górnego (Pagów IG 1, gł. 2020,0 m – fig. 6; Węgleszyn IG 1, gł. 2299,0 m – fig. 9; Gidle 2, gł. 1717,0 m – fig. 2, tabl. VIII: 1; Gomunice 12, gł. 1703,0 i 1712,0 m – fig. 4; Pagów IG 1, gł. 1985,0 m – fig. 6, tabl. VIII: 2; Włoszczowa IG 1, gł. 2194,0 m – fig. 7; Milianów IG 1, gł. 1356,5, 1358,3 i 1374,5 m – fig. 8, 10) i dolomitu granicznego (Boża Wola IG 1, gł. 1337,0 m – fig. 5).

Charakterystyka. Zawartość palinomorf waha się od 5 do 30% materii organicznej. Przeważają wśród nich ziarna pyłku. Udział planktonu, złożonego głównie z akritarchów, wynosi 1–15%. Prazynofity są nieliczne. Zawartość materii strukturalnej wynosi 10–30% i składa się ona głównie z drewna i materii nieoznaczalnej. Udział materii bezstrukturalnej waha się od 20 do ponad 90%, przy czym licznie występują cząstki *fluffy*.

W palinofacji przeważa materia organiczna o barwie jasnej – żółtej (20–55%) i jasnobrązowej (5–40%), natomiast udział materii o barwie czarnej wynosi 10–40% (tabl. VII: 5, 6, VIII: 1–3).

Interpretacja środowiskowa. Wśród palinomorf przeważają ziarna pyłku i akritarchy (tabl. VII: 6, VIII: 3). Obecność tych ostatnich, należących głównie do rodzajów *Micrhystridium* i *Baltisphaeridium*, wskazuje na depozycję w środowisku morskim (por. Rossignol, 1969; Mudie, 1982), podobnie jak cząstki materii bezstrukturalnej typu *fluffy*. Przewaga okazów *Micrhystridium* może świadczyć o płytkim zbiorniku (Prauss, 1989). Zaznacza się zróżnicowanie na palinofacie strefy przybrzeżnej, które zawierają więcej spor i elementów materii strukturalnej (tabl. VIII: 3), oraz palinofacie otwartego morza szelfowego zdominowane przez materię bezstrukturalną (tabl. VII: 5, 6, VIII: 1, 2).

TYP 7

Występowanie. Utwory retu dolnego (otwory wiertnicze Gomunice 13, gł. 2001,0 m – fig. 2, tabl. VIII: 5; Pagów IG 1, gł. 2198,0 m – fig. 6; Włoszczowa IG 1, gł. 2312,0 i 2313,0 m – fig. 7; Węgleszyn IG 1, gł. 2433,5 m – fig. 9), retu górnego (Włoszczowa IG 1, gł. 2281,5 m – fig. 7; Milianów IG 1, gł. 1518,0–1519,0 m – fig. 8, 10), wapienia muszlowego górnego (Gomunice 15, gł. 1632,5 m – fig. 3; Gomunice 12, gł. 1701,0 m – fig. 4; Zamoście 1, gł. 1691,0 m – tabl. VIII: 6; Gidle 2, gł. 1699,0 m; Biała Wielka IG 1, gł. 1062,0 m – fig. 2) oraz dolomitu granicznego (Gomunice 15, gł. 1542,0 m – tabl. VIII: 4 i 1554,0 m – fig. 3; Milianów IG 1, gł. 1320,0, 1322,0 m – fig. 8, 10).

Charakterystyka. Udział palinomorf jest wysoki (10–50% całej materii organicznej), przy czym przeważają ziarna pyłku (10–20%), zawartość spor sięga kilku procent. Udział planktonu, złożonego głównie z akritarchów i pojedynczych prazynofitów, wynosi 0–20%. Zawartość materii strukturalnej waha się od 10 do 50%. Oprócz drewna, które jest składnikiem dominującym, powszechnie występuje materia nieoznaczalna, znajdowane są też pojedyncze nabłonki. Udział materii bezstrukturalnej to średnio 30–70%. Oprócz przeważających cząstek heterogenicznych są też obecne cząstki *fluffy*.

W większości próbek przeważa materia organiczna o barwie żółtej i jasnobrązowej (40–60%). Udział materii o barwie czarnej wynosi 10–30% (tabl. VIII: 6).

Interpretacja środowiskowa. Utwory zawierające palinofację typu 7 powstały w zbiorniku morskim o spokojnej sedymentacji, typu laguny. Brak akritarchów w niektórych próbkach może świadczyć o zbiorniku brakicznym.

ŚRODOWISKO SEDYMENTACJI

Powstanie utworów z niższej części profilu pstrego piaskowca dolnego, odpowiadających litofacjalnie formacji bałtyckiej i formacji z Opoczna*, jest związane z dolnotriasową transgresją morską i rozwojem rozległego basenu epikonty-

entalnego na terenie Polski (Pieńkowski, 1989; Szyperko-Teller, 1997; Dadlez i in., 1998b; Feist-Burkhardt i in., 2008). Na badanym obszarze utwory te wyznaczają południowy zasięg zbiornika, udokumentowany na podstawie

poziomu palinologicznego *obsoleta-pantii* (Fijałkowska-Mader, 2013b). Ich wykształcenie litologiczne wskazuje, że zostały zdeponowane w brackiej lagunie.

Utwory z wyższej części profilu pstrego piaskowca dolnego (formacja piaskowcowa i formacja z Zagnańska*) powstały w fazie regresji morza. Wykształcenie litofacjalne utworów wyraźnie wskazuje, że ich geneza jest związana z systemem fluwialnym. Tworzą one w profilu frakcjonowane cykle proste, charakterystyczne dla piaszczystych rzek roztokowych (por. Allen, 1964; Miall, 1978).

Rozkład uziarnienia piaskowców i zawartości okruchów skał wulkanicznych świadczy o tym, że rozwój sieci rzecznej na rozpatrywanym obszarze następował głównie z południa, podobnie jak w regionie świętokrzyskim (Kuleta, Zbroja, 2006). W obu regionach tworzyły się odrębne systemy rzeczne, rozdzielone wyniesieniem Włoszczowej–Bożej Woli (Jurkiewicz, 1974). Połączenie dolin nastąpiło w dystalnej części sieci rzecznej, na rozległej równinie nadbrzeżnej (rejon Gominuc–Opoczna). Proksymalna strefa tego systemu mogła zostać częściowo zniszczona w autocyklicznym rozwoju i w wyniku wczesnej erozji epigenetycznej.

Wyraźna dwudzielność litologiczna utworów w profilu pstrego piaskowca środkowego wynika ze zmian zachodzących w środowisku depozycji w czasie transgresji i regresji morza. Niższą część profilu, korelowaną z formacją pomorską oraz z formacjami z Goleniaw* i ze Stachury*, stanowią utwory powstałe w środowisku płytkiego zbiornika wodnego. O charakterze brackim tego akwenu może świadczyć obecność wapiennych glonów, podobnych do słodkowodnych *Dasycladaceae*.

Stropowa część profilu pstrego piaskowca środkowego, odpowiadająca formacji ilastej i formacji z Samsonowa*, powstała w środowisku rzek meandrujących (palinofacja typu 1), deltowym (palinofacja typu 2) oraz jeziornym o różnym zasoleniu. W zbiornikach o charakterze playi utworzyły się brunatne osady ilaste z gruzłami siarczanowymi. W płytszych częściach zbiorników słodkowodnych, które ulegały częstym wynurzeniom, powstały osady mułowcowe ze skupieniami kalcytowymi. Genezę tych ostatnich można wiązać z węglanowymi procesami pedogenicznymi (por. Turner, 1993). Wskutek niszczenia poziomów glebowych w środowisku wysokoenergetycznym powstały prawdopodobnie zlepnie wapienne (pseudoolitowe).

Ciągłość sedymentacyjna między utworami pstrego piaskowca środkowego i górnego występuje tylko na obszarze odpowiadającym najgłębszej części basenu (rejon Gominuc). W pozostałych miejscach utwory retu leżą na różnych stratygraficznie ogniwach pstrego piaskowca środkowego, a nawet na utworach paleozoicznych (np. rejon Włoszczowej). Utwory retu odznaczają się dużą zmiennością litofacjalną, związaną ze zróżnicowanym środowiskiem powstania osadów. Warstwy gipsowe I i II utworzyły się w izolowanych lagunach i środowisku sebhy (palinofacja typu 5). W środowisku lagunowym powstały wapienie margliste retu dolnego (palinofacja typu 7; fig. 11A).

Sedymentacja osadów wapienia muszlowego dolnego zachodziła w płytkim otwartym zbiorniku morskim, który powstał w wyniku transgresji w środkowym anizyku (palinofacja typu 6; fig. 11B). Geneza wapieni gruzłowych występujących w warstwach falistych jest związana z procesami pogrążowymi i spływowymi. Obecność wapieni ziarnistych w warstwach piankowych wskazuje na okresowy wzrost energii środowiska.

Osady wapienia muszlowego środkowego również powstały w basenie otwartego morza (palinofacja typu 6), przy czym dostawa materiału terygenicznego była większa niż w przypadku pierwszego etapu sedymentacji. Obecność wkładek siarczanowych świadczy o okresowej depozycji w środowisku sebhy.

W utworach wapienia muszlowego górnego zaznacza się wyraźna dwudzielność litologiczna. Wapienie mikrytowe z wkładkami wapieni ziarnistych utworzyły się w środowisku płytkiego otwartego morza powstałego w wyniku transgresji we wczesnym lądynie (palinofacja typu 6), natomiast leżące wyżej w profilu wapienie margliste powstały głównie w lagunach (palinofacja typu 7; fig. 11C).

Utwory kajpru dolnego (miąższość do 145 m) są utworami lądowymi. Utworzyły się w słodkowodnych jeziorach (palinofacja typu 3; fig. 11D) i na ich obrzeżach. Wykształcenie utworów w górnej części profilu wskazuje na spłykanie basenu, co udokumentowano na podstawie obecności poziomów pedogenicznych.

U schyłku lądynu na obszarze niecki Nidy od południa nastąpiła ingresja morska. Jej pozostałością są utwory dolomitu granicznego (palinofacja typu 7) i dolnych warstw gipsowych, powstałych w zbiorniku typu sebhy (palinofacja typu 5; fig. 11E). Pod koniec sedymentacji dolnych warstw gipsowych (karnik – jul) zbiornik morski wycofał się i rozwijały się osady fluwialne i jeziorne, odpowiadające litostratygraficznie piaskowcowi trzciniowemu (fig. 11F). W utworach tych dominuje palinofacja typu 3, rzadziej występuje palinofacja typu 1.

Sedymentacja górnych warstw gipsowych zachodziła w basenach typu sebhy (palinofacja typu 5) i/lub playi. Występujące w wyższej części profilu górnych warstw gipsowych mułowce i piaskowce pozbawione siarczanów mogą mieć genezę fluwialną.

Po depozycji osadów górnych warstw gipsowych na badanym obszarze zachodziły ruchy pionowe i procesy erozji. Świadczą o tym liczne luki stratygraficzne, w południowej części niecki Nidy (w rejonie otworów wiertniczych Węgrzynów IG 1 i Książ Wielki IG 1) obejmujące osady od wapienia muszlowego aż do kajpru górnego.

Utwory wyższej części kajpru środkowego oraz kajpru górnego są związane ze środowiskiem lądowym, głównie z rzekami meandrującymi (palinofacja typu 1) o szeroko rozwiniętych równiach zalewowych, na których tworzyły się jeziora.

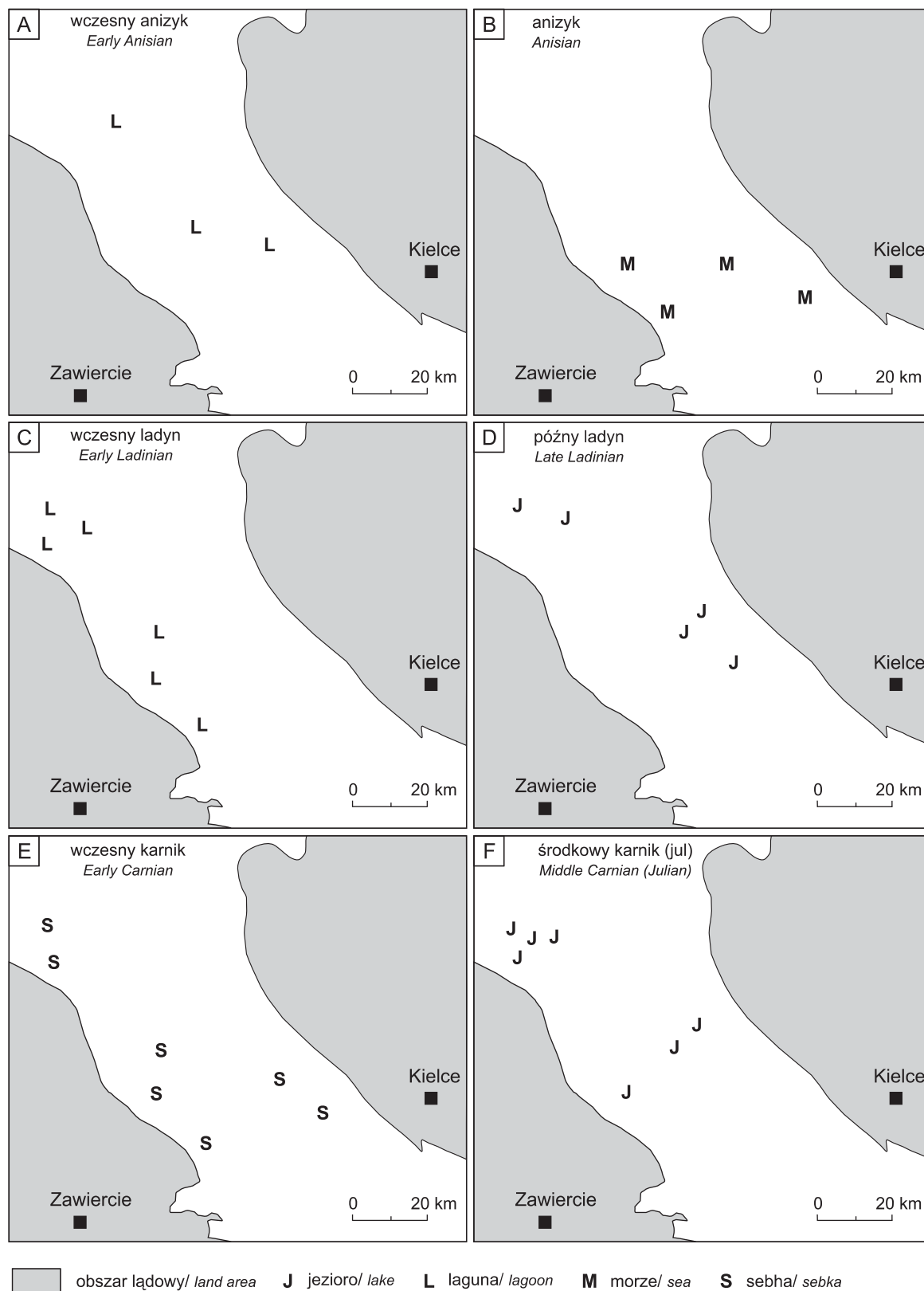


Fig. 11. Paleośrodowiska triasu w północnej części niecki Nidy

Palaeoenvironments in the northern part of the Nida Basin

WNIOSKI

1. Skorelowanie występujących w północnej części niecki Nidy utworów triasu z formacjami wyróżnionymi w Górach Świętokrzyskich i na Niziu Polskim przyczyniło się do uszczegółowienia dotychczasowego, opracowanego przez Jurkiewicza (1974) schematu litostratygrafii utworów na rozpatrywanym obszarze. W utworach pstrego piaskowca dolnego wyróżniono formacje: bałtycką, z Opoczna*, piaskowcową i z Zagnańska*, natomiast w utworach pstrego piaskowca środkowego – formacje: pomorską, z Goleniaw*, ze Stachury*, ilastą i z Samsonowa*. W utworach wapienia muszlowego dolnego wydzielono warstwy margliste, warstwy faliście i warstwy piankowe. W utworach kajpru środkowego wyróżniono dolomit graniczny, dolne warstwy gipsowe, piaskowiec trzcinowy (formacja stuttgartcka) i górne warstwy gipsowe. Utwory określone przez Jurkiewicza (1974) jako retyk zaliczono do kajpru górnego, można je korelować z warstwami jarkowskimi, zbąszyneckimi i prawdopodobnie wielichowskimi.

2. Na podstawie analizy materiału organicznego występującego w utworach triasu niecki Nidy można zauważyć następujące prawidłowości:

- spory najliczniej występują w środowiskach jeziornych/ playi i lagunowych;
- ilość spor w stosunku do ziaren pyłku na ogół maleje w miarę oddalania się od brzegów zbiornika;
- stopień degradacji spor i ziaren pyłku wzrasta wraz z długością transportu, ziarna pyłku obecne w utworach dystalnych często są pozbawione worków powietrznych, a spory są zniszczone;
- wśród akritarchów przeważają okazy z rodzaju *Micrhystridium*, które są charakterystyczne dla środowisk morskich brzeżnych;
- drewno występuje najliczniej w utworach deltowych, jeziornych/ playi oraz lagunowych;

- nabłonki spotyka się głównie w utworach jeziornych i lagunowych;
- utleniona, czarna materia strukturalna występuje w dużej ilości w utworach powstałych w wysokoenergetycznych strefach przybrzeżnych;
- materia bezstrukturalna drobnozróżnorodna dominuje w utworach środowisk dystalnych, a heterogeniczna – przybrzeżnych;
- materia bezstrukturalna stanowi prawie wyłączny składnik palinofacji środowiska sebhya;
- cząstki *fluffy* występują w palinofacjach morskich oraz lagunowych.

3. Podsumowując wyniki analizy facjalnej, uwzględniającej badania petrograficzne i sedimentologiczne, oraz palinofacjalnej, można stwierdzić, że w triasie w północnej części niecki Nidy przeważała kontynentalna sedimentacja w różnych środowiskach: rzeczonym, jeziornym, playi oraz sebhya. Była ona kilkakrotnie przerywana transgresjami morskimi: we wczesnym indzie, we wczesnym olenku, w anizyku oraz we wczesnym i w późnym lądynie.

Podziękowania. Autorki dziękują pracownikom Ośrodka Regionalnego Geonafta PGNiG S.A. w Krakowie za współpracę i udostępnienie rdzeni wiertniczych. Dziękują również za współpracę pracownikom Zakładu Geologii Regionalnej i Naftowej, Zakładu Geofizyki Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie oraz Zakładu Projektowania, Wykonawstwa i Obsługi Inwestycyjnej „Inwest-Geo” w Kielcach. Podziękowania należą się również prof. dr. hab. Zbigniewowi Migaszewskiemu, pracownikowi Uniwersytetu Jana Kochanowskiego w Kielcach, za pomoc w tłumaczeniu tekstów na język angielski.

LITERATURA

- ALLEN J.R.L., 1964 — Studies in fluvial sedimentation: six cyclothems from the lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Basin. *Sedimentology*, **3**: 163–198.
- BATTEN D.J., 1996 — Palynofacies and palaeoenvironmental interpretations. *W*: Palynology: principles and applications (red. J. Jansonius, D.C. McGregor). *Amer. Assoc. Strat. Palynol. Found.*, **3**: 1011–1064.
- BECKER A., KULETA M., NARKIEWICZ K., PIENKOWSKI G., SZULC J., 2008 — Trias. *W*: Tabela stratygraficzna Polski. Polska pozakarpaska (red. R. Wagner). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- van BERGEN P.F., KERP J.H.F., 1990 — Palynofacies and sedimentary environment of a Triassic section in southern Germany. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, **45**: 24–31.
- BRUGESS J.D., 1987 — Provenance, preservation and transport of the detrital “coffee grounds” of the Mississippi Delta. *Intern. J. Coal Geology*, **7**: 135–145.
- BUSTIN R.M., 1988 — Sedimentology and characteristics of dispersed organic matter in Tertiary Niger Delta: origin of source rocks in a deltaic environment. *AAPG Bull.*, **72**: 277–298.
- DADLEZ R., 1997 — Ogólne rysy tektoniczne bruzdy środkowopolskiej. *W*: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (red. S. Marek, M. Pajchlowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 410–414.
- DADLEZ R., KOPIK J., 1963 — Problem retyku w zachodniej Polsce na tle profilu w Książu Wielkopolskim. *Kwart. Geol.*, **7**, 1: 131–155.
- DADLEZ R., IWANOW A., LESZCZYŃSKI K., MAREK S., 1998a — Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego na Niziu Polskim w skali 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- DADLEZ R., MAREK S., POKORSKI J., 1998b — Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce 1:2 500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- DADLEZ R., NARKIEWICZ M., POKORSKI J., WAGNER R., 1998c — Historia subsydencji a uwarunkowania tektoniczne rozwoju bruzdy środkowopolskiej w późnym permie i mezozoiku. *W: Analiza basenów sedimentacyjnych Niżu Polskiego* (red. M. Narkiewicz). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**: 47–56.
- DeBUSK G.H., 1997 — The distribution of pollen in the surface sediments of Lake Malawi, Africa, and the transport of pollen in large lakes. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **97**: 123–153.
- DYBKJÆR K., 1991 — Palynological zonation and palynofacies investigation of the Fjerritslev Formation (Lower Jurassic–basal Middle Jurassic) in the Danish Subbasin. *DGV Ser. A*, **30**: 1–130.
- FEIST-BURKHARDT S., GÖTZ A.E., SZULC J., BORKHATARI A., GELUK M., HAAS J., HORNUNG J., JORDAN P., KEMPF O., MICHALIK J., NAWROCKI J., REINHARDT L., RICKEN W., RÖHLING H.G., RÜFFER T., TÖRÖK Á., ZÜHLKE R., 2008 — Triassic. *W: The Geology of Central Europe. Vol. 2. Mesozoic and Cenozoic* (red. T. McCann): 749–822. Geol. Soc., London.
- FIJAŁKOWSKA A., 1994 — Palynostratigraphy of the Lower and Middle Buntsandstein in north-western part of the Holy Cross Mts. *Geol. Quart.*, **38**, 1: 59–96.
- FIJAŁKOWSKA-MADER A., 1999 — Palynostratigraphy, palaeoecology and palaeoclimatology of the Triassic in South-Eastern Poland. *Zbl. Geol. Paläont.*, **1**, 7/8: 601–627.
- FIJAŁKOWSKA-MADER A., 2013a — Palinostratygrafia, paleoekologia i paleoklimat późnego permu i triasu niecki Nidy. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **454**: 15–70.
- FIJAŁKOWSKA-MADER A., 2013b — Palinofacje i środowiska sedimentacji utworów triasu północnej części Niecki Nidziańskiej. *W: Georóżnorodność Poniżnia na tle innych obszarów północnej części zapadliska przedkarpackiego. VII Świętokrzyskie Spotkania Geologiczno-Geomorfologiczne, Busko-Zdrój, 22–24 maja 2013. Materiały konferencyjne* (red. A. Łajczak i in.): 46–50. UJK, Kielce.
- FISHER M.J., 1980 — Kerogen distribution and depositional environments in the Middle Jurassic of Yorkshire U.K. *W: Proceedings of the 4th International Palynological Conference, Lucknow 1976–1977* (red. H.P. Bharadwaj i in.), 2: 574–580.
- HEUNISCH C., LUPPOLD F.W., REINHARDT L., RÖHLING H.-G., 2010 — Palynofacies, Bio- und Lithostratigraphie im Grenzbe- reich Trias/ Jura in the Bohrung Mariental 1 (Lappwaldmulde, Ostniedersachsen). *Z. Detsch. Geol. Gesellach.*, **161**: 51–98.
- JURKIEWICZ H., 1974 — Rozwój triasu na obszarze centralnej części Niecki Nidziańskiej. *Kwart. Geol.*, **18**, 1: 90–108.
- JURKIEWICZ H., 1975 — Budowa geologiczna podłoża mezozoiku centralnej części niecki miechowskiej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **283**: 5–100.
- KOTLICKI S., MOJSKI J.E., 1980 — Mapa Geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Częstochowa. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KOZUR H., 1968 — Conodonten aus dem Muschelkalk des germanischen Binnenbeckens und ihr Stratigraphischer Wert. *Geologie*, **17**: 930–946.
- KULETA M., ZBROJA S., 2006 — Wczesny etap rozwoju pokrywy permsko-mezozoicznej Gór Świętokrzyskich. *W: Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich. LXXVII Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Ameliówka k. Kielc, 28–30 czerwca 2006 r.* (red. S. Skompski, A. Żylińska): 105–125. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KUSTATSCHER E., van KONIJNENBURG-van CITTERT J.H.A., ROGHI G., 2010 — Macrofloras and palynomorphs as possible proxies for palaeoclimatic and palaeoecological studies. A case study from the Pelsonan (Middle Triassic) of Kühwiesenkopf/ Monte Prà della Vacca (Olang Dolomites, N-Italy). *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **290**: 71–80.
- MIALL D., 1978 — Fluvial sedimentology. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, **5**: 1–858.
- MORAWSKA A., 1986 — Paleotektoniczny i paleogeograficzny rozwój północnej części niecki miechowskiej w permie i mezozoiku (wybrane zagadnienia). *Stud. Geol. Pol.*, **86**: 7–55.
- MUDIE P.J., 1982 — Pollen distribution in recent marine sediments, eastern Canada. *Can. J. Earth Sci.*, **19**: 729–747.
- NAWROCKI J., KULETA M., 2002 — Litostratygrafia i magnetostratygrafia pstręgo piaskowca w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **58**: 109–111.
- ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA T., 1972 — Stratygrafia osadów kajpru w profilu wiertniczym Boża Wola na podstawie badań sporo-wo-pyłkowych. *Kwart. Geol.*, **16**, 2: 301–312.
- ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA T., 1983 — Palinostratygrafia epikontynentalnych osadów wyższego triasu w Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, **104**: 1–89.
- PIEŃKOWSKI G., 1989 — Sedymentologiczne kryteria wyróżniania granicy cechsztyn/ pstry piaskowiec oraz perm/ trias w Polsce. *Prz. Geol.*, **37**, 5: 237–247.
- PIEŃKOWSKI G., WAKSMUNDZKA M., 2009 — Palynofacies in Lower Jurassic epicontinental deposits of Poland: tool to interpret sedimentary environments. *Episodes*, **32**: 21–32.
- POWELL A.J., DODGE J.D., LEWIS J., 1990 — Late Neogene to Pleistocene palynological facies of the Peruvian continental margin upwelling, Leg 112. *W: Proceedings of the Ocean Drilling Project. V. 12. Scientific results. Peru continental margin* (red. E. Suess i in.): 297–321. College Station, Texas.
- POŻARYSKI W., 1974 — Budowa geologiczna Polski. T. 4. Tektonika. Cz. 1. Niecka Nidziańska: 316–322. Wydaw. Geol., Warszawa.
- PRAUSS M., 1989 — Dinozysten-Stratigraphie und Palynofazies im Oberen Lias und Dogger von NW-Deutschland. *Palaeontographica*, Abt. B, **241**: 1–124.
- ROSSIGNOL M., 1969 — Sédimentation palynologique dans le domaine marin quaternaire de Palestine étude de paléo-environment. *Notes et Notes Mém. Moyen-Orient*, **10**: 1–272.
- SENKOWICZOWA H., 1970 — Trias (bez utworów retyku). *W: Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich* (red. W. Pożaryski). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **56**: 7–64.
- SZYPERKO-TELLER A., 1997 — Trias dolny (pstry piaskowiec). Litostratygrafia i litofacje. Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne. *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce* (red. S. Marek, M. Pajchłowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 112–117.
- TRAMMER J., 1971 — Middle Triassic (Muschelkalk) conodonts from the SW margin of the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, **21**, 3: 379–386.
- TRAMMER J., 1972 — Stratigraphical and paleogeographical significance of conodonts from the Muschelkalk of the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, **22**, 2: 219–232.
- TRAMMER J., 1975 — Stratigraphy and facies development of the Muschelkalk, in the south-western Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, **25**, 2: 179–216.
- TRAVRSE A., 1994 — Sedimentation of organic particles. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- TURNER B.R., 1993 — Paleosols in Permo-Triassic continental sediments from Prydz Bay, East Antarctica. *J. Sediment. Petrol.*, **63**: 694–706.
- TYSON R.V., 1995 — Sedimentary organic matter. Chapman et Hall, London.
- Van der ZWAN C.J., 1990 — Palynostratigraphy and palynofacies reconstruction of the Upper Jurassic to Lowermost Cretaceous

- of the Draugen Field, offshore Mid Norway. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **62**: 157–186.
- WAGNER R., 1994 — Stratygrafia osadów i rozwój basenu cech-szyńskiego na Niżu Polskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **146**: 1–71.
- ZAWIDZKA K., 1975 — Conodont stratigraphy and sedimentary environment of the Muschelkalk in Upper Silesia. *Acta Geol. Pol.*, **25**, 2: 217–256.
- ŻELAŻNIEWICZ A., ALEKSANDROWSKI P., BUŁA Z., KARN-KOWSKI P.H., KONON A., OSZCZYPLKO N., ŚLĄCZKA A., ŻABA J., ŻYTKO K., 2011 — Regionalizacja tektoniczna Polski. Komitet Nauk Geol. PAN, Wrocław.

SUMMARY

This paper presents the results of petrographic, sedimentological and palynofacies studies of Triassic rocks from 13 boreholes located in the northern part of the Nida Basin (southern Poland; Figs. 1, 2). Their interpretation enabled the authors to present a more detailed lithostratigraphic scheme for the Buntsandstein and Lower Muschelkalk deposits. The lower part of the Lower Buntsandstein corresponds to the Baltic Formation and Opoczno Formation*, the upper part – to the Sandstone Formation and Zagnańsk Formation*; the lower part of the Middle Buntsandstein – to the Pomeranian Formation, Goleniawy Formation* and Stachura Formation*, and the upper part of the Middle Buntsandstein – to the Siltstone Formation and Samsonów Formation* (Fig. 2). Moreover, the Marly Beds, Wavy Beds and Foam Beds have been distinguished within the Lower Muschelkalk.

The Opoczno Formation* deposits are represented by a siltstone-mudstone facies. They are characterised by a high amount of micaceous minerals (Plate I: 1). The Zagnańsk Formation* consists of red, fine- and medium-grained sandstones with horizontal and large- and small-scale cross lamination (Plate I: 2) and intercalations of brown mudstones. Petrographically, these are sublithic and subarkosic arenites (Plate I: 3) containing micaceous minerals, which are locally deformed (Plate I: 4). The Goleniawy Formation* and Stachura Formation* are represented mainly by a siliciclastic facies as sandstone-mudstone-siltstone heteroliths (Plate II: 2), whereas carbonates are scarce including laminated algal limestones and oolitic limestones (Plate II: 1). Its base is built of fine-graded sandstones with horizontal lamination (sublithic and subarkosic arenites). The upper part of the Middle Buntsandstein section correlated to the Siltstone Formation and Samsonów Formation* consists of brown-mottled mudstones and siltstones with the microclumpy structure (Plate II: 3) of calcareous and sulphate nodules, intercalated with sandstones and conglomerates – the so-called pseudooliths (Plate II: 4). The Upper Buntsandstein (Röt) deposits, correlated to the Gypsum Beds I, Inter-gypsum Beds (Lower Röt), Gypsum Beds II and Wilczkowiec Beds (Upper Röt) are developed as a carbonate-marly-sulphate facies. The Marly Beds of the Lower Muschelkalk comprise grey marls and marly limestones that correspond to silty mudstones (Plate II: 5). The Wavy Beds are built of grey, micritic limestones with darker wavy silty-marly lamination. Petrographically, these are mudstones and marly mudstones (Plate II: 6). The Foam Beds consist of light-grey porous,

grained limestones classified as oolitic packstones/ grainstones (Plate III: 1, 2). Locally, these are micritic limestones with coarser-grained lamination (Plate III: 3, 4). The Middle Muschelkalk deposits are represented by grey-beige laminated dolomites interbedded with darker dolomitic marls and siltstones as well as anhydrites and bioclastic limestones (Plate III: 5). In some cores, the Middle Muschelkalk rocks encompass only of the marly micritic limestones. The Upper Muschelkalk deposits are built of marly micritic limestones with grey-beige, bioclastic and interclastic limestone interbeds (Plate III: 6, IV: 1), which correspond to bioclastic packstones, grainstones and wackstones (Plate IV: 2, 3).

The Upper Triassic section has been divided into the following lithostratigraphic units: Lower, Middle (including Grenz dolomit, Lower Gipskeuper, Schilfsandstein – Stuttgart Formation – and Upper Gipskeuper) and Upper Keuper, correlated to the Norian and Rhaetian. The lowermost Lower Keuper consists of grey sandstones interbedded with grey to black mudstones (Plate IV: 4, 5), which gradually pass upwards into mottled bulked mudstones. Petrographically, these are lithic wackes and arenites (Plate IV: 6). The Grenz dolomit is composed of micritic and grained dolomites with marly mudstone interbeds. The grained dolomites correspond to bioclastic wackstones and porous ooid packstones/ wackstones (Plate V: 1). The Lower Gipskeuper is represented by grey marly dolomites and dolomitic marls with intercalations of siltstones and mudstones with sulphates (anhydrite and gypsum). In some sections (Gomunice 13, Boża Wola IG 1, Pagów IG 1), these are grey marly, dolomitic mudstones with sulphate nodules. The Schilfsandstein section consists of two sandstone complexes separated by a mudstone-sandstone complex. The lower sandstone complex is grey and grey-green whereas the upper one – red-brown. The sandstones of the lower complex correspond to lithic arenites (Plate V: 3). The Upper Gipskeuper is built of red-brown siltstones and mudstones with sulphate veins and interlayers. The Upper Keuper deposits are represented by brown mudstones (Plate V: 4) laminated with grey-green fine-grained sandstones, quartz arenites (Plate V: 5) and lithic arenites (Plate V: 6), and conglomerates.

The study on the distribution of palynomorphs and other kerogen particles were performed on 103 samples. The samples were macerated in hydrofluoric acid (for this procedure see Orłowska-Zwołńska, 1983). The organic residue was rinsed on the 10 µm sieves and subsequently mounted in

glycerine gel. Two strew slides were prepared from each sample. The slides were studied in a transmission light microscope. For the purpose of palynofacies analysis, 200 kerogen particles were counted in each slide. The palynofacies definition was adopted from Powell *et al.* (1990). Organic matter was classified according to Amsterdam Palynological Organic Matter Classification '91 (Traverse, 1994) into the following groups: palynomorphs (*i.a.* spores, pollen grains and plankton including acritarchs, prasinophytes and freshwater algae), structured organic matter – STOM (wood, cuticles, plant tissues and degraded organic matter – DOM) and amorphous organic matter – AOM (heterogeneous matter, homogeneous matter, fine-dispersed matter and “fluffy” matter).

Based on the percent ratio of the particular kerogen groups, seven types of palynofacies have been distinguished.

Type 1 – river channels (Plate VI: 1). **Characteristics:** palynomorphs less than 1%, STOM in average 5–10% dominated by DOM, AOM more than 80% dominated by fine-dispersed matter; black, opaque kerogen prevails. **Occurrence:** Schilfsandstein and Upper Keuper (Figs. 2, 5, 10).

Type 2 – distribution channels on a delta plain (Plate VI: 2). **Characteristics:** palynomorphs, mainly pollen grains, in average 0.5%, STOM in average 15% dominated by wood, AOM more than 80% dominated by heterogeneous matter; black, opaque kerogen dominates. **Occurrence:** Middle Bunt-sandstein (Fig. 10).

Type 3 – lacustrine environment (Plate VI: 3–6). **Characteristics:** palynomorphs, spores and pollen grains, several to 40%, single fresh-water algae; STOM in average 10–15% dominated by wood; AOM in average 50% dominated by heterogeneous matter in a proximal facies and fine-dispersed – in a distal facies; black, opaque kerogen in average 50–70%, dark-brown, translucent kerogen – 5–10%, light-brown and yellow – 10–25%. **Occurrence:** Lower Keuper and Schilfsandstein (Figs. 3–8, 10).

Type 4 – playa (Plate VII: 1). **Characteristics:** palynomorphs in average 25%, dominated by pollen grains, STOM in average 40%, dominated by wood, AOM in average 35%, dominated by heterogeneous matter; transparent yellow and light-brown kerogen – 60%, translucent dark-brown kerogen – 10%, black, opaque kerogen – 30%. **Occurrence:** Lower Gipskeuper.

Type 5 – sebkha (Plate VII: 2–4). **Characteristics:** palynomorphs less than 0.5%, STOM in average 5–10%, dominated by DOM, AOM 40–100%, including heterogeneous, homogeneous and fine-dispersed matter; black opaque kerogen more than 90%. **Occurrence:** Lower and Upper Röt, Middle Muschelkalk, Lower and Upper Gipskeuper (Figs. 2, 3, 6–10).

Type 6 – marine (Plate VII: 5, 6, VIII: 1–3). **Characteristics:** palynomorphs in average 5–30%, strongly dominated by pollen grains, acritarchs less than 15%; STOM in average 10–30%, dominated by wood and DOM; AOM from 20 to more than 90%, “fluffy” are numerous; light-colour, transparent and translucent kerogen dominates. **Occurrence:** Muschelkalk and Grenzdolomit (Figs. 2, 5–10).

Type 7 – lagoon (Plate VIII: 4–6). **Characteristics:** palynomorphs relatively abundant 10–50%, dominated by pollen grains, plankton in average 0–20% includes acritarchs and prasinophytes; STOM – 10–50% dominated by wood, AOM in average 30–70%, dominated by heterogeneous matter; light-colour, transparent and translucent kerogen dominates. **Occurrence:** Röt, Upper Muschelkalk and Grenzdolomit (Figs. 2, 3, 6–10).

The lithological, sedimentological and palynofacies analysis of Triassic deposits from the northern part of the Nida Basin has allowed recognition of several continental and marine environments. The long-time continental sedimentation in different environments – alluvial, lacustrine, playa and sebkha, was interrupted by subsequent transgressions in the early Induan, early Olenekian, middle Anisian and Ladinian. The Opoczno Formation* deposits originated in a shallow near-shore sea. The Zagnańsk Formation* sediments were laid down in alluvial environments of sandy braided rivers. Deposition of the Goleniawy Formation* and Stachura Formation* took place in a shallow near-shore sea and at a seashore. The Samsonów Formation* deposits originated in the environments of meandering rivers, deltas and lakes. The Gypsum Beds I and II formed in lagoonal (Fig. 11A) and sebkha basins. The deposits of the Lower Muschelkalk (Fig. 11B), Middle Muschelkalk and the lower part of the Upper Muschelkalk were laid down in a shallow open sea, whereas those from the top of the Upper Muschelkalk – in lagoons (Fig. 11C). The Lower Keuper beds were deposited in continental lacustrine basins (Fig. 11D). The origin of the Grenzdolomit sediments is related to short-time transgression and accumulation in lagoons. The Lower Gipskeuper sediments formed in sebkha basins (Fig. 11E). The Schilfsandstein sediments were deposited mainly in lacustrine environments (Fig. 11F) and fluvial channels developed on deltaic floodplains. The lower part of the Upper Gipskeuper was deposited in a playa and/or sebkha environment, the upper part – on a floodplain and in channels of ephemeric streams. The Upper Keuper deposits represent a wide range of continental environments in which the fluvial conditions dominated.

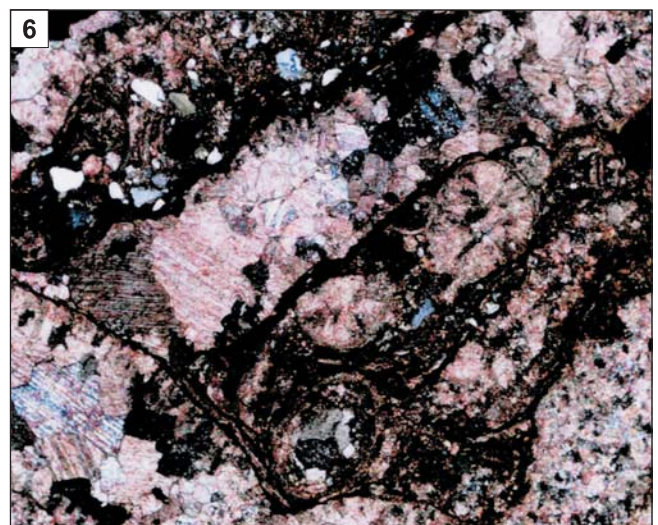
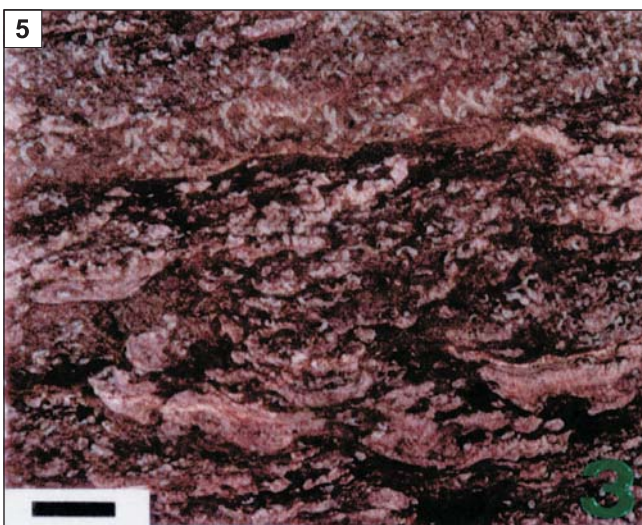
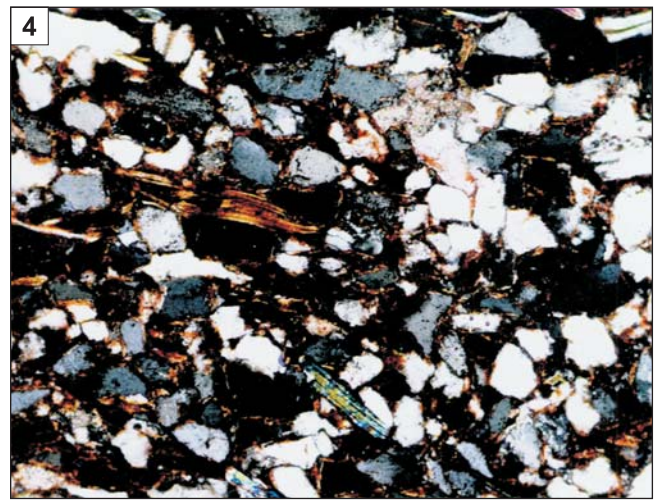
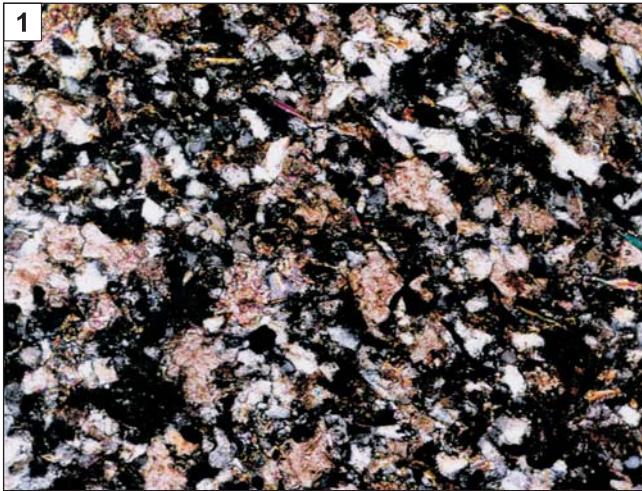
TABLICA I

- Fig. 1. Mułowiec z łyszczkami i ze znacznym udziałem zrekrytalizowanego spoiwa kalcytowego (otw. Gomunice 6, gł. 2361,0–2365,0 m, skrz. II); formacja z Opoczna*, pstry piaskowiec dolny
Mudstone with the micaceous minerals and a high amount of recrystallized calcite cement (Gomunice 6 borehole, depth 2361.0–2365.0 m, box II); Opoczno Formation*, Lower Buntsandstein
- Fig. 2. Piaskowiec drobnoziarnisty, w dolnej części masywny, z gęstą laminacją przekątną w części górnej (otw. Zamoście 1, gł. 2307,0–2310,0 m, skrz. II); formacja z Zagnańska*, pstry piaskowiec dolny
Fine-grained sandstone, massive in the lower part and with dense cross lamination in the upper part (Zamoście 1 borehole, depth 2307.0–2310.0 m, box II); Zagnańsk Formation*, Lower Buntsandstein
- Fig. 3. Arenit sublityczny/ subarkozowy, drobnoziarnisty, cement kwarcowy i anhydrytowy (otw. Gomunice 12, gł. 2256,0–2259,0 m, skrz. I); formacja z Zagnańska*, pstry piaskowiec dolny
Fine-grained sublithic/ subarkosic arenite with a quartz and anhydrite cement (Gomunice 12 borehole, depth 2256.0–2259.0 m, box I); Zagnańsk Formation*, Lower Buntsandstein
- Fig. 4. Waka arkozowa/ lityczna drobnoziarnista z biotytem (otw. Gomunice 12, gł. 2356,0–2360,0 m, skrz. II); formacja z Zagnańska*, pstry piaskowiec dolny
Fine-grained arkosic/ lithic wacke with biotite (Gomunice 12 borehole, depth 2356.0–2360.0 m, box II); Zagnańsk Formation*, Lower Buntsandstein
- Fig. 5. Wapień glonowy (otw. Gidle 2, gł. 2050,0–2055,0 m, skrz. I); formacja ze Stachury*, pstry piaskowiec środkowy
Algal limestone (Gidle 2 borehole, depth 2050.0–2055.0 m, box I); Stachura Formation*, Middle Buntsandstein
- Fig. 6. Pakston glonowy z minerałami ilastymi, wodorotlenkami żelaza i kwarcem (otw. Gidle 2, gł. 2050,0–2055,05 m, skrz. I); formacja ze Stachury*, pstry piaskowiec środkowy. Na poprzecznych przekrojach glonów widoczne otoczki mikrytowego cementu
Algal packstone with argillaceous minerals, iron oxyhydroxides and quartz (Gidle 2 borehole, depth 2050.0–2055.0 m, box I); Stachura Formation*, Middle Buntsandstein. Micritic cement envelopes are visible on algal cross-sections

Fig. 1, 6 – powiększenie $\times 100$, nikole skrzyżowane; fig. 2, 5 – skala liniowa – 1 cm; fig. 3, 4 – powiększenie $\times 40$, nikole skrzyżowane
Figs. 1, 6 – magnification $\times 100$, crossed nicols; Figs. 2, 5 – scale bar – 1 cm; Figs. 3, 4 – magnification $\times 40$, crossed nicols

* Nazwy wydziałów według podziału litostratigraficznego północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich

* Names of units in accordance with the lithostratigraphic division of the north-western margin of the Holy Cross Mountains



TABLICA II

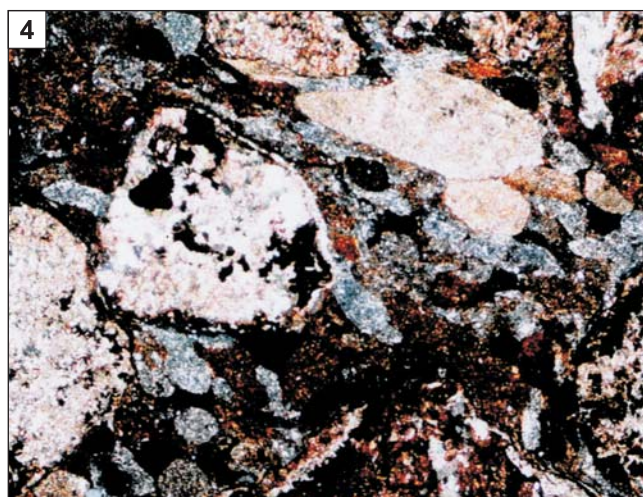
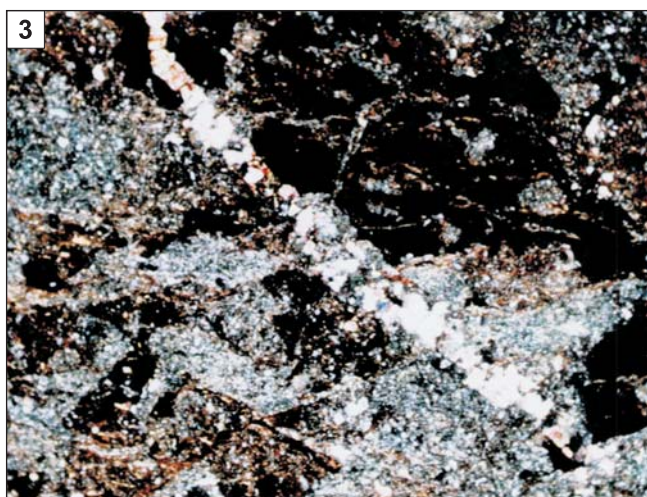
- Fig. 1. Wapnisty arenit kwarcowy z ooidami zanieczyszczonymi wodorotlenkami żelaza (otw. Granice 2, gł. 2741,1–2747,6 m, skrz. I); formacja pomorska, pstry piaskowiec środkowy. Jako cement występują: kwarc neogeniczny, kalcyt blokowy oraz dolomit zastępujący ooidy i wcześniejszy cement kalcytowy
Calcareous, quartz arenite with ooides contaminated with iron oxyhydroxides (Granice 2 borehole, depth 2741.1–2747.6 m, box I); Pomeranian Formation, Middle Buntsandstein. The following types of cement can be recognized: neogenic quartz, block calcite and dolomite which substitutes ooides and primary calcite cement
- Fig. 2. Drobnziarnisty arenit kwarcowo-łyszczkowy i mułowiec laminowany rytmicznie iłowcem (otw. Granice 2, gł. 2683,1–2690,0 m, skrz. I); formacja pomorska, pstry piaskowiec środkowy. Blaszki łyszczków powyginane kompakcyjnie
Fine-grained quartz-micaceous arenite and mudstone rhythmically laminated with siltstone (Granice 2 borehole, depth 2683.1–2690.0 m, box I); Pomeranian Formation, Middle Buntsandstein. Mica flakes are compactionally deformed
- Fig. 3. ıłowiec/ mułowiec o strukturze mikrogrudkowej (otw. Gomunice 12, gł. 2070,0–2076,0 m, skrz. I); formacja z Samsonowa*, pstry piaskowiec środkowy. Poszczególne „grudki” różnią się zawartością wodorotlenków żelaza
Claystone/ mudstone with the micro-clumpy structure (Gomunice 12 borehole, depth 2070.0–2076.0 m, box I); Samsonów Formation*, Middle Buntsandstein. Individual clumps differ in the content of iron oxyhydroxides
- Fig. 4. Zlepieniec intraformacyjny złożony z intraklastów ıłowców o różnej zawartości wodorotlenków żelaza oraz z gruzłów kalcytowych (otw. Granice 2, gł. 2625,0–2633,0 m, skrz. I); formacja z Samsonowa*, pstry piaskowiec środkowy
Intraformational conglomerate consisted of the siltstone intraclasts with a different content of iron oxyhydroxides, and the calcitic knobs (Granice 2 borehole, depth 2625.0–2633.0 m, box I); Samsonów Formation*, Middle Buntsandstein
- Fig. 5. Madston ılasty, częściowo zrekrystalizowany, z bioklastami wypełnionymi cementem blokowym (otw. Granice 2, gł. 2440,0–2445,0 m, skrz. I); warstwy margliste, wapień muszłowy dolny
Silty mudstone, partly recrystallized, with the bioclasts filled up with a block cement (Granice 2 borehole, depth 2440.0–2445.0 m, box I); Marly Beds, Lower Muschelkalk
- Fig. 6. Madston z falisto-smużystymi laminami ılastymi (otw. Gomunice 15, gł. 1778,0–1806,0 m, skrz. III); warstwy faliste, wapień muszłowy dolny
Mudstone with wavy-streaky, silty lamination (Gomunice 15 borehole, depth 1778.0–1806.0 m, box III); Wavy Beds, Lower Muschelkalk

Fig. 1–4, 6 – powiększenie $\times 40$, nikole skrzyżowane; fig. 5 – powiększenie $\times 100$, nikole skrzyżowane

Figs. 1–4, 6 – magnification $\times 40$, crossed nicols; Fig. 5 – magnification $\times 100$, crossed nicols

* Nazwy wydzielen według podziału litostratigraficznego północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich

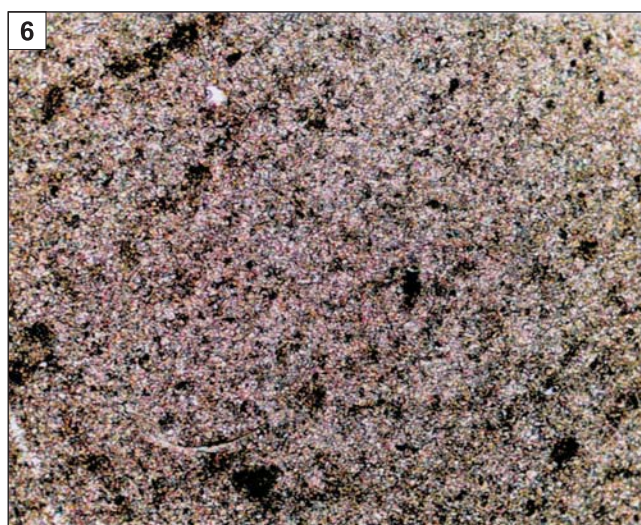
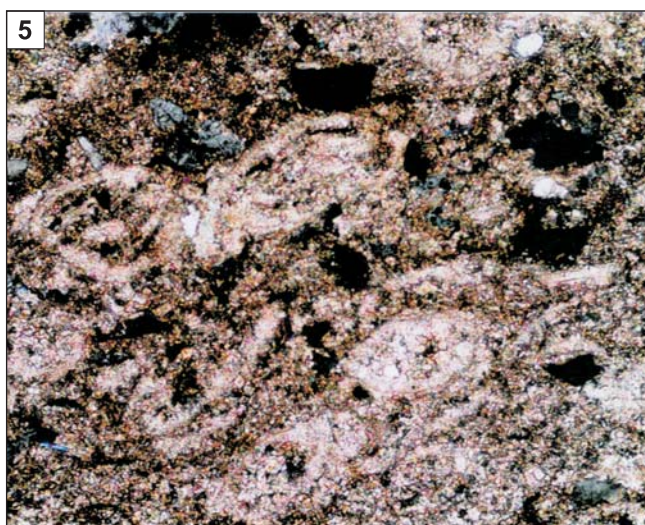
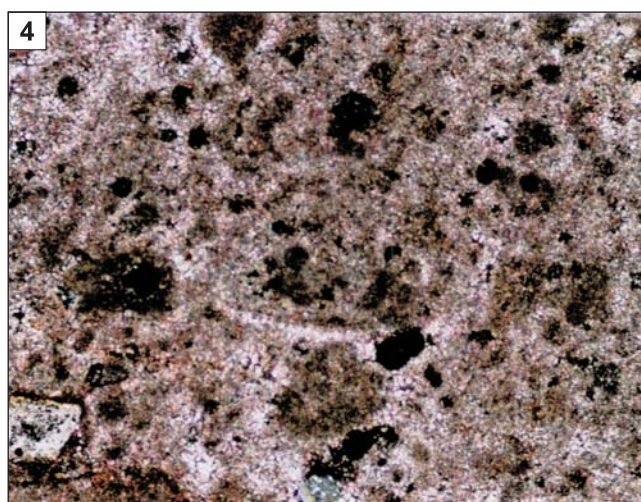
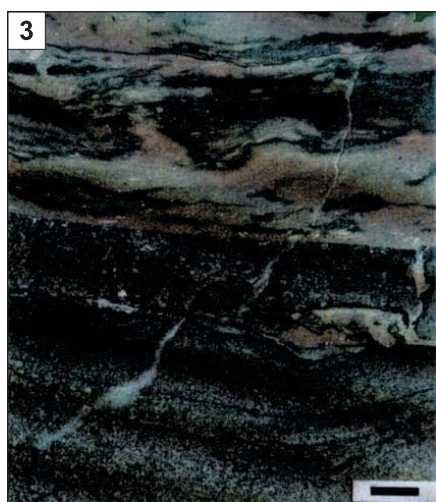
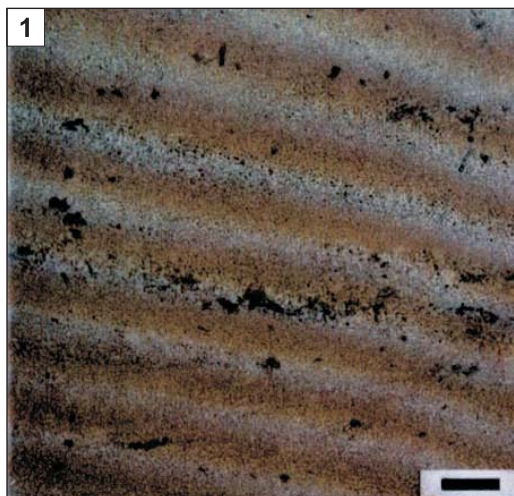
* Names of units in accordance with the lithostratigraphic division of the north-western margin of the Holy Cross Mountains



TABLICA III

- Fig. 1. Wapień oolitowo-intraklastowy (otw. Gidle 2, gł. 1793,2–1800,2 m, skrz. IV); warstwy piankowe, wapień muszlowy dolny
Oolitic-intraclastic limestone (Gidle 2 borehole, depth 1793.2–1800.2 m, box IV); Foam Beds, Lower Muschelkalk
- Fig. 2. Wapień oolitowy (otw. Gidle 2, gł. 1793,0–1800,2 m, skrz. IV); warstwy piankowe, wapień muszlowy dolny. Niektóre pory po rozpuszczonych ooidach wypełnione cementem dolomitowym i/lub anhydrytowym
Oolitic limestone (Gidle 2 borehole, depth 1793.0–1800.2 m, box IV); Foam Beds, Lower Muschelkalk. Some pores after dissolved ooids are filled up with a dolomite and/or anhydrite cement
- Fig. 3. Wapień oolitowy, porowaty, laminowany, przechodzący w wapień mikrytowy ze smużystymi laminami marglistymi i żyłkami anhydrytu (otw. Gomunice 15, gł. 1730,0–1734,0 m, skrz. II); warstwy piankowe, wapień muszlowy dolny
Oolitic, porous, laminated limestone passing into micritic limestone with streaky, marly lamination and small veins of anhydrite (Gomunice 15 borehole, depth 1730.0–1734.0 m, box II); Foam Beds, Lower Muschelkalk
- Fig. 4. Pakston intraklastowo-gruzłowo-bioklastyczny (otw. Gomunice 15, gł. 1770,0–1773,0 m, skrz. I); warstwy piankowe, wapień muszlowy dolny. Mikrytowe spoiwo ziaren i drobne bioklasty są częściowo zrekrytalizowane. Niektóre pory wypełnione sparytem dolomitowym
Intraclastic-knobby-bioclastic packstone (Gomunice 15 borehole, depth 1770.0–1773.0 m, box I); Foam Beds, Lower Muschelkalk. The micritic cement of grains and small bioclasts is partly recrystallized. Some pores are filled up with a dolomitic sparite
- Fig. 5. Pakston/ greinston bioklastyczny, małżoraczkowy, laminowany (otw. Gomunice 15, gł. 1673,0–1691,0 m, skrz. III); wapień muszlowy środkowy. Widoczne odkształcenia skorupki małżoraczków w wyniku kompaktacji. Muszelki zrekrytalizowane lub wypełnione kalcytem blokowym
Bioclastic (ostracodeous), laminated packstone/ grainstone (Gomunice 15 borehole, depth 1673.0–1691.0 m, box III); Middle Muschelkalk. Visible deformations of shells during compaction process. The shells are recrystallized or filled up with a block calcite
- Fig. 6. Wapień mikrosparytowy z drobnymi fragmentami fauny (otw. Gidle 2, gł. 1708,0–1717,0 m, skrz. VI); wapień muszlowy górny
Microsparitic limestone with tiny detritus of fauna (Gidle 2 borehole, depth 1708.0–1717.0 m, box VI); Upper Muschelkalk

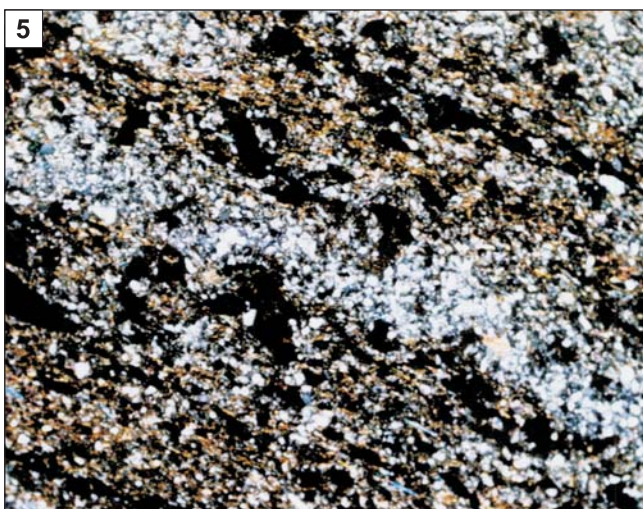
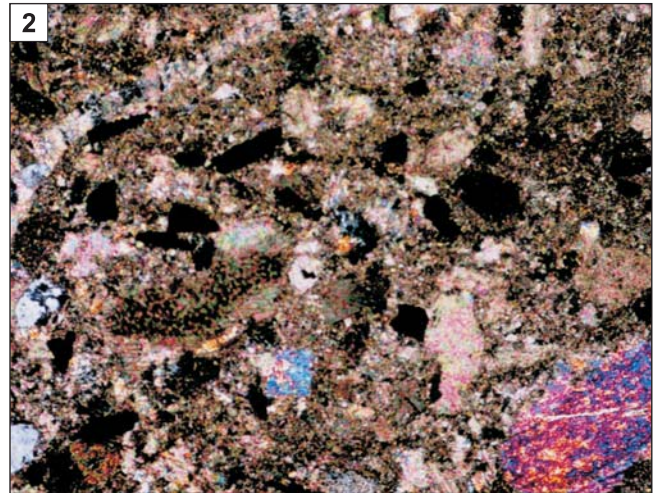
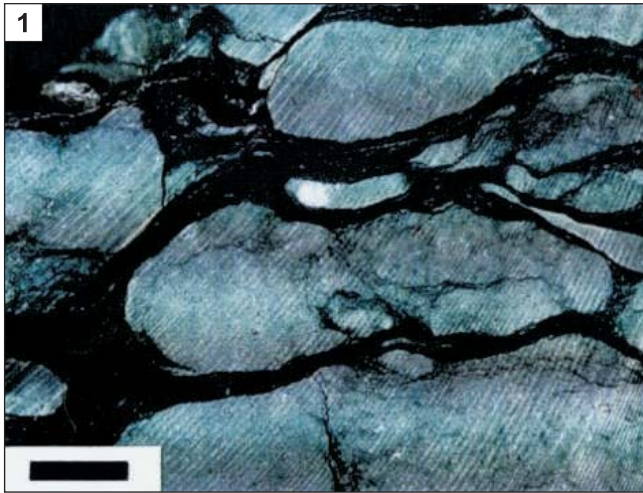
Fig. 1, 3 – skala liniowa – 1 cm; fig. 2, 4, 5 – powiększenie $\times 100$, nikole skrzyżowane; fig. 6 – powiększenie $\times 40$, nikole skrzyżowane
Figs. 1, 3 – scale bar – 1 cm; Figs. 2, 4, 5 – magnification $\times 100$, crossed nicols; Fig. 6 – magnification $\times 40$, crossed nicols



TABLICA IV

- Fig. 1. Wapień mikrytowy o strukturze gruzłowej (otw. Zamoście 1, gł. 1687,0–1692,0 m, skrz. III); wapień muszlowy górny
Micritic limestone with a knobby structure (Zamoście 1 borehole, depth 1687.0–1692.0 m, box III); Upper Muschelkalk
- Fig. 2. Greinston bioklastyczny (otw. Gidle 2, gł. 1699,0–1708,0 m, skrz. II); wapień muszlowy górny. Ciemne ziarna to zfosforyzowany detrytus fauny. Bioklasty węglanowe wypełnione kalcytem blokowym. Spoiwo mikrosparytowe, zrekrystalizowane
Bioclastic grainstone (Gidle 2 borehole, depth 1699.0–1708.0 m, box II); Upper Muschelkalk. The dark grains – phosphorized detritus of fauna. The calcareous bioclasts are filled up with a block calcite. Microsparite, recrystallized cement
- Fig. 3. Pakston bioklastyczny (otw. Gidle 2, gł. 1699,0–1708,0 m, skrz. I); wapień muszlowy górny. Wśród bioklastów występują węglanowe fragmenty szkarłupni (wypełnione cementem blokowym) oraz detrytus zfosforyzowany (ciemne ziarna). Obecne intraklasty dolomitowe ilasto-margliste
Bioclastic packstone (Gidle 2 borehole, depth 1699.0–1708.0 m, box I); Upper Muschelkalk. Calcareous fragments of crinoides (filled up with a block cement) and phosphorized detritus (dark grains) recognized within the bioclasts. Dolomitic, silty-marly intraclasts are present
- Fig. 4. Mułowiec ilasty z węglanowymi poziomami gleb kopalnych (otw. Pągów IG 1, gł. 1938,0–1944,0 m, skrz. II); kajper dolny
Mudstone with calcareous pedogenic horizons (Pągów IG 1 borehole, depth 1938.0–1944.0 m, box II); Lower Keuper
- Fig. 5. Mułowiec laminowany mułowcem ilastym (otw. Gomunice 12, gł. 1694,0–1698,0 m, skrz. III); kajper dolny. Ciemne ziarna to fragmenty uwęglonej sietzki roślinnej
Mudstone with silty lamination (Gomunice 12 borehole, depth 1694.0–1698.0 m, box III); Lower Keuper. The dark grains – detritus of carbonized flora
- Fig. 6. Waka lityczna drobnoziarnista (otw. Granice 2, gł. 2237,0 m); kajper dolny
Fine-grained lithic wacke (Granice 2 borehole, depth 2237.0 m); Lower Keuper

Fig. 1, 4 – skala liniowa – 1 cm; fig. 2, 3, 5 – powiększenie $\times 40$, nikole skrzyżowane; fig. 6 – powiększenie $\times 100$, nikole skrzyżowane
Figs. 1, 4 – scale bar – 1 cm; Figs. 2, 3, 5 – magnification $\times 40$, crossed nicols; Fig. 6 – magnification $\times 100$, crossed nicols

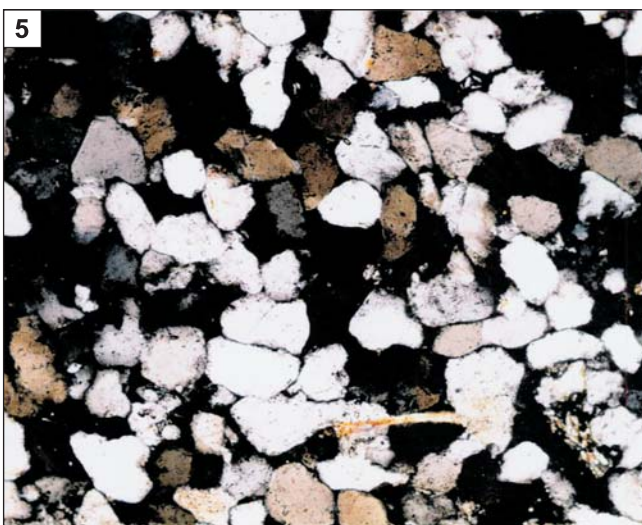
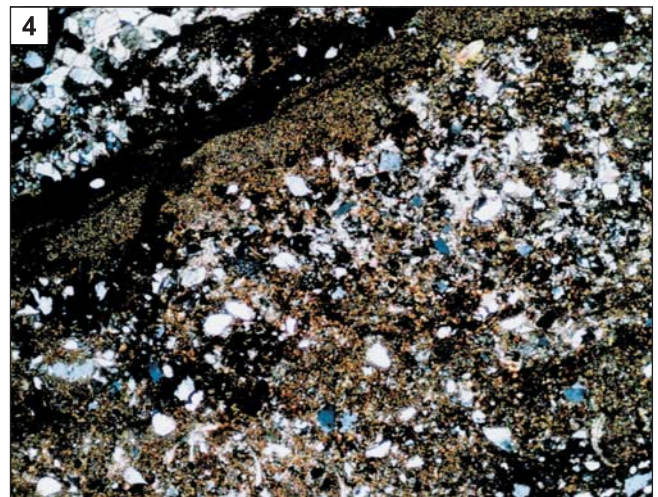
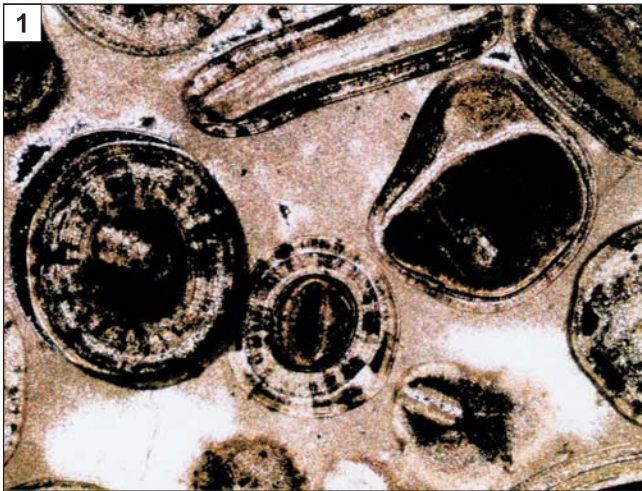


TABLICA V

- Fig. 1. Pakston/ wackston oolitowy (otw. Zamoście 1, gł. 1621,0–1626,0 m, skrz. III); dolomit graniczny. Wnętrza ooidów zanieczyszczone substancją organiczną. Ooidy z cienkimi otoczkami mikrytowymi
Oolitic packstone/ wackstone (Zamoście 1 borehole, depth 1621.0–1626.0 m, box III); Grenz dolomit. The inner parts of the ooides are contaminated with organic matter. Ooides with a thin, micritic envelopes
- Fig. 2. Pakston intraklastowy z domieszką mułowego kwarcu (otw. Granice 2, gł. 2110,7 m); dolomit graniczny. Niektóre mikrytowe ziarna zdeformowane w wyniku kompaktacji. Obecny drobnosparytowy cement na kontakcie ziaren
Intraclastic packstone with an admixture of muddy quartz (Granice 2 borehole, depth 2110.7 m); Grenz dolomit. Some of the micritic grains are deformed as a result of compaction process. The fine-sparite cement present at the contact of grains
- Fig. 3. Arenit lityczny o spoiwie illitowo-chlorytowym (otw. Gomunice 12, gł. 1558,0–1562,0 m, skrz. I); piaskowiec trzcinyowy. Chloryt obecny także w postaci ziaren
Lithic arenite with an illite-chlorite cement (Gomunice 12 borehole, depth 1558.0–1562.0 m, box I); Schilfsandstein. The chlorite is present also as a grains
- Fig. 4. Mułowiec ilasty, marglisty, laminowany (otw. Gidle 2, gł. 1446,0 m); kajper górny. Laminy podkreślone większym udziałem minerałów ilastych i substancji żelazisto-organicznej
Silty, marly, laminated mudstone (Gidle 2 borehole, depth 1446.0 m); Upper Keuper. Laminas with a higher amount of argillaceous minerals and ferruginous-organic matter
- Fig. 5. Arenit kwarcowy średnioziarnisty (otw. Gomunice 12, gł. 1134,0–1138,0 m, skrz. I); kajper górny. Ziarna kwarcu scementowane kwarcem neogenicznym
Middle-grained quartz arenite (Gomunice 12 borehole, depth 1134.0–1138.0 m, box I); Upper Keuper. The grains of quartz cemented with a neogenic quartz
- Fig. 6. Arenit lityczny (otw. Gomunice 12, gł. 1258,0–1262,0 m, skrz. I); kajper górny. Minerale łyszczykowe zdeformowane w wyniku kompaktacji
Lithic arenite (Gomunice 12 borehole, depth 1258.0–1262.0 m, box I); Upper Keuper. The micaceous minerals deformed due to compaction process

Fig. 1–6 – powiększenie $\times 40$, nikole skrzyżowane

Figs. 1–6 – magnification $\times 40$, crossed nicols



TABLICA VI

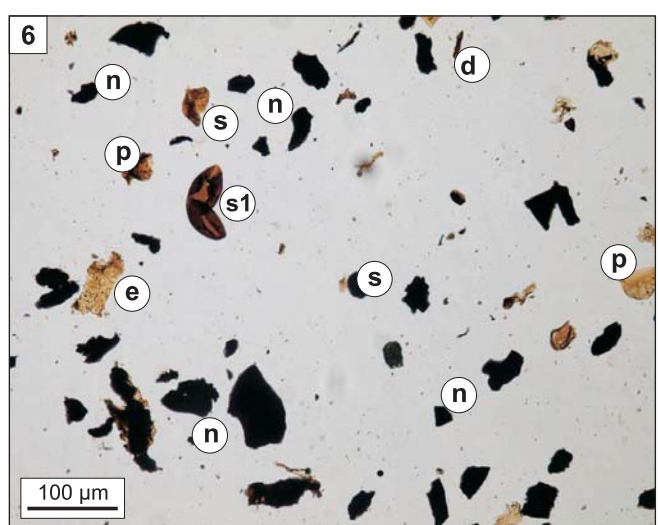
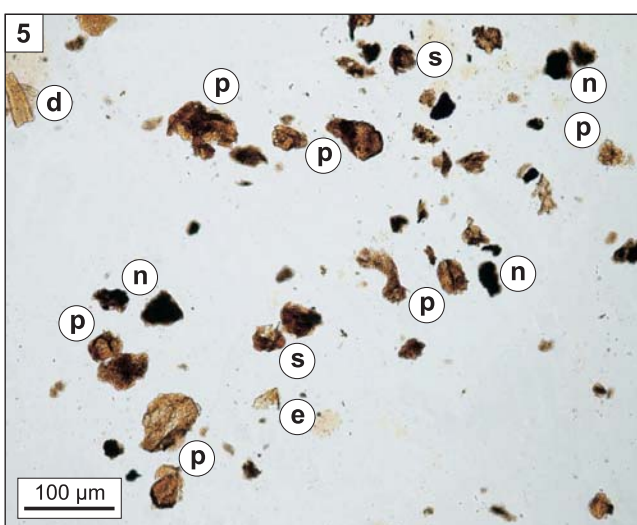
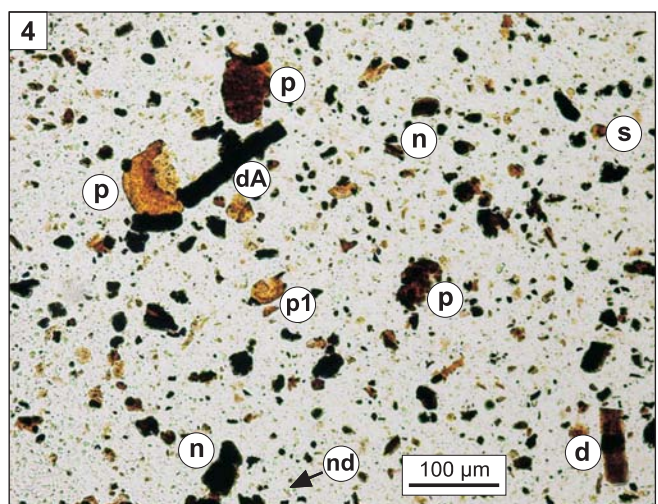
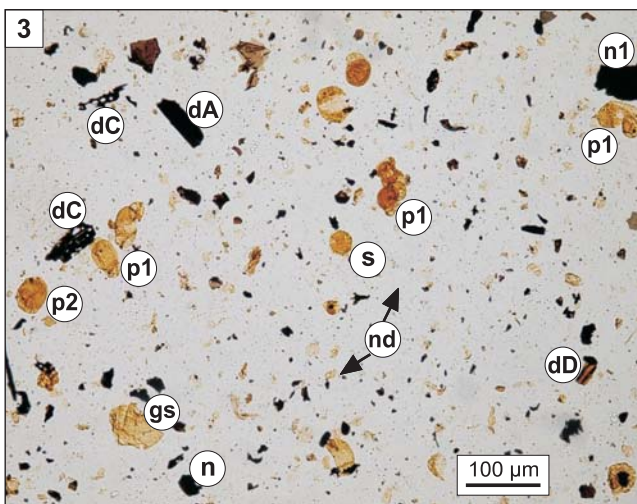
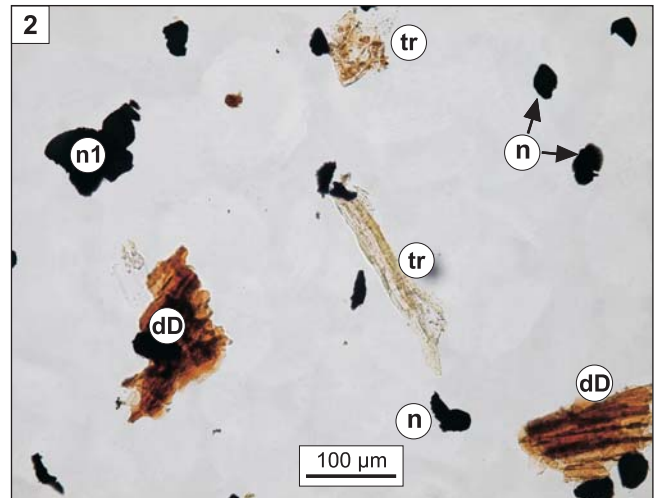
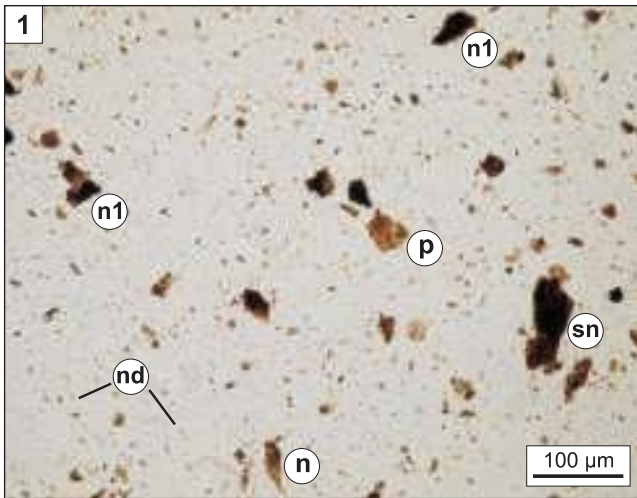
- Fig. 1. Palinofacja typu 1, środowisko rzeczne – równia zalewowa (otw. Boża Wola IG 1, gł. 1215,9 m); piaskowiec trzciniowy
Palynofacies type 1, fluvial environment – floodplain (Boża Wola IG 1 borehole, depth 1215.9 m); Schilfsandstein
- Fig. 2. Palinofacja typu 2, środowisko rzeczne – kanały pływowe na równi deltowej (otw. Pağów IG 1, gł. 2224,0 m); formacja z Samsonowa*, pstry piaskowiec środkowy
Palynofacies type 2, fluvial environment – fluvial channels on a deltaic plain (Pağów IG 1 borehole, depth 2224.0 m); Samsonów Formation*, Middle Buntsandstein
- Fig. 3. Palinofacja typu 3, środowisko jeziorne – strefa dystalna (otw. Gomunice 15, gł. 1596,5 m); kajper dolny
Palynofacies type 3, lacustrine environment – distal zone (Gomunice 15 borehole, depth 1596.5 m); Lower Keuper
- Fig. 4. Palinofacja typu 3, środowisko jeziorne – strefa dystalna (otw. Boża Wola IG 1, gł. 1394,0 m); kajper dolny
Palynofacies type 3, lacustrine environment – distal zone (Boża Wola IG 1 borehole, depth 1394.0 m); Lower Keuper
- Fig. 5. Palinofacja typu 3, środowisko jeziorne – strefa przybrzeżna (otw. Gomunice 13, gł. 1548,0 m); piaskowiec trzciniowy
Palynofacies type 3, lacustrine environment – near-shore zone (Gomunice 13 borehole, depth 1548.0 m); Schilfsandstein
- Fig. 6. Palinofacja typu 3, środowisko jeziorne – strefa przybrzeżna (otw. Pağów IG 1, gł. 1898,0 m); kajper dolny
Palynofacies type 3, lacustrine environment – near-shore zone (Pağów IG 1 borehole, depth 1898.0 m); Lower Keuper

Elementy materii organicznej: a – akritarchy, d – fragmenty drewna (A–C – typy drewna), e – nabłonki, gs – glony słodkowodne, n – materia bezstrukturalna, n1 – materia heterogeniczna, n2 – materia homogeniczna, nd – materia bezstrukturalna drobnorozproszona, nf – cząstki *fluffy*, p – ziarna pyłku, pr – prazynofity, s – spory, sn – materia strukturalna nieoznaczalna, tr – tkanki roślinne. Pozostałe objaśnienia znajdują się w tekście

Elements of the organic matter: a – acritarchs, d – wood fragments (A–C – wood types), e – cuticles, gs – freshwater algae, n – amorphous organic matter, n1 – heterogeneous matter, n2 – homogeneous matter, nd – fine dispersed matter, nf – “fluffy”, p – pollen, pr – prasinophytes, s – spores, sn – degraded structural matter, tr – plant tissues. For other explanations see the text

* Nazwa wydzielenia według podziału litostratygraficznego północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich

* Name of unit in accordance with the lithostratigraphic division of the north-western margin of the Holy Cross Mountains

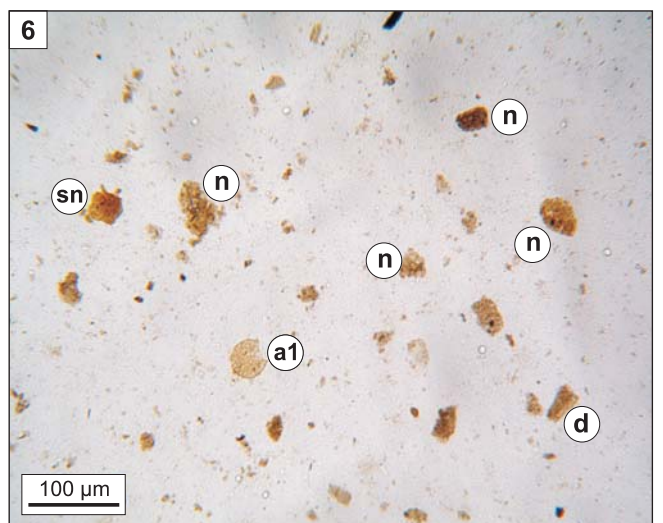
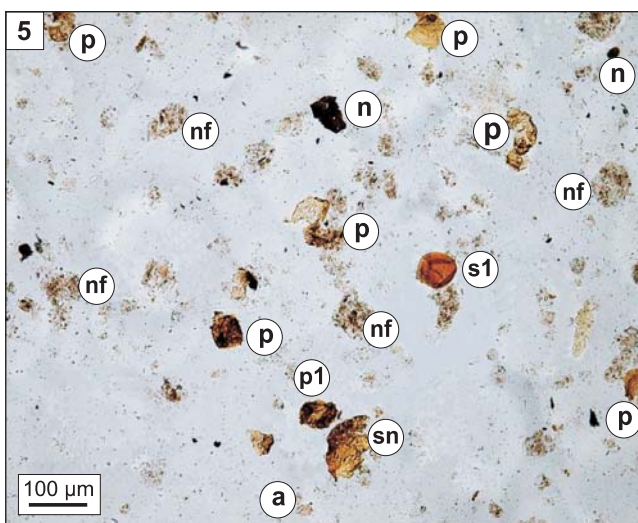
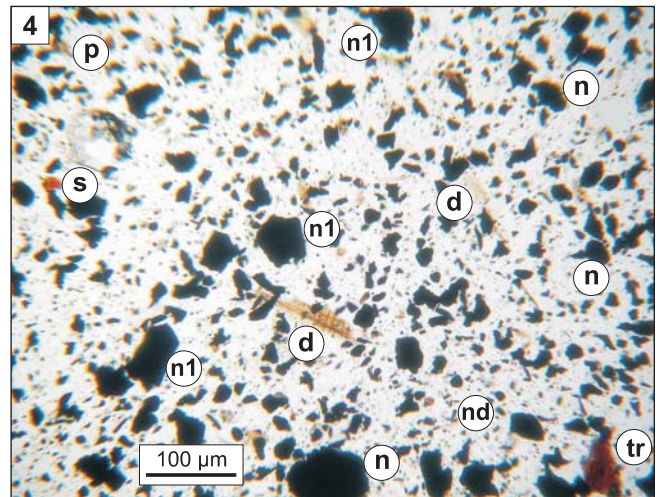
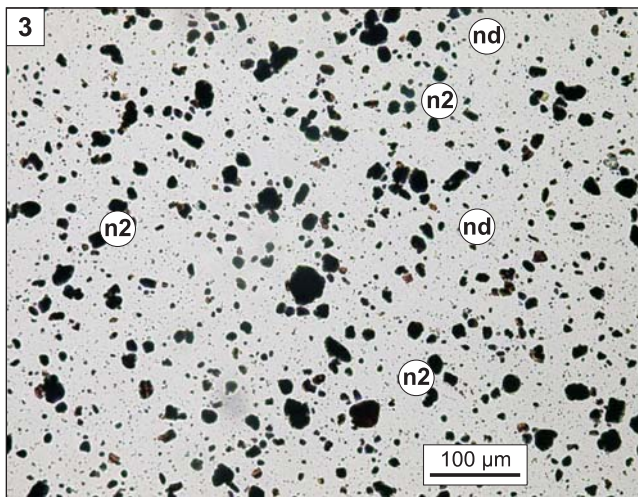
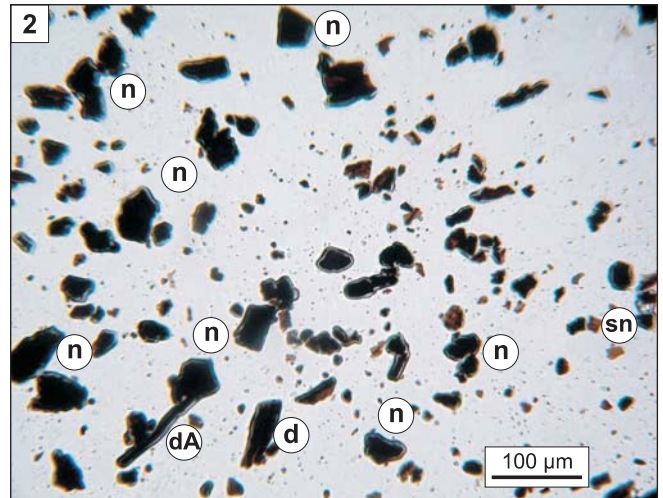
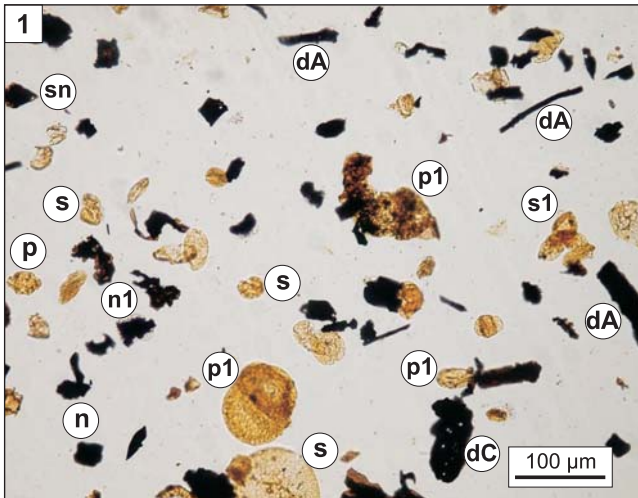


TABLICA VII

- Fig. 1. Palinofacja typu 4, środowisko playi (otw. Zamoście 1, gł. 1611,0 m); dolne warstwy gipsowe
Palynofacies type 4, playa environment (Zamoście 1 borehole, depth 1611.0 m); Lower Gipskeuper
- Fig. 2. Palinofacja typu 5, środowisko sebhy (otw. Węgleszyn IG 1, gł. 2151,0 m); dolne warstwy gipsowe
Palynofacies type 5, sebkh environment (Węgleszyn IG 1 borehole, depth 2151.0 m); Lower Gipskeuper
- Fig. 3. Palinofacja typu 5, środowisko sebhy (otw. Milianów IG 1, gł. 1276,0 m); dolne warstwy gipsowe
Palynofacies type 5, sebkh environment (Milianów IG 1 borehole, depth 1276.0 m); Lower Gipskeuper
- Fig. 4. Palinofacja typu 5, środowisko sebhy (otw. Gidle 2, gł. 1604,0 m); dolne warstwy gipsowe
Palynofacies type 5, sebkh environment (Gidle 2 borehole, depth 1604.0 m); Lower Gipskeuper
- Fig. 5. Palinofacja typu 6, środowisko otwartego szelfu (otw. Węgleszyn IG 1, gł. 2360,0 m); wapień muszlowy dolny
Palynofacies type 6, open shelf environment (Węgleszyn IG 1 borehole, depth 2360.0 m); Lower Muschelkalk
- Fig. 6. Palinofacja typu 6, środowisko otwartego szelfu (otw. Milianów IG 1, gł. 1478,5 m); wapień muszlowy dolny
Palynofacies type 6, open shelf environment (Milianów IG 1 borehole, depth 1478.5 m); Lower Muschelkalk

Elementy materii organicznej: a – akritarchy, d – fragmenty drewna (A–C – typy drewna), e – nabłonki, gs – glony słodkowodne, n – materia bezstrukturalna, n1 – materia heterogeniczna, n2 – materia homogeniczna, nd – materia bezstrukturalna drobnorozproszona, nf – cząstki *fluffy*, p – ziarna pyłku, pr – prazynofity, s – spory, sn – materia strukturalna nieoznaczalna, tr – tkanki roślinne. Pozostałe objaśnienia znajdują się w tekście

Elements of the organic matter: a – acritarchs, d – wood fragments (A–C – wood types), e – cuticles, gs – freshwater algae, n – amorphous organic matter, n1 – heterogeneous matter, n2 – homogeneous matter, nd – fine dispersed matter, nf – “fluffy”, p – pollen, pr – prasinophytes, s – spores, sn – degraded structural matter, tr – plant tissues. For other explanations see the text



TABLICA VIII

- Fig. 1. Palinofacja typu 6, środowisko otwartego szelfu (otw. Gidle 2, gł. 1717,0 m); wapień muszlowy górny
Palynofacies type 6, open shelf environment (Gidle 2 borehole, depth 1717.0 m); Upper Muschelkalk
- Fig. 2. Palinofacja typu 6, środowisko otwartego szelfu (otw. Pagów IG 1, gł. 1985,0 m); wapień muszlowy górny
Palynofacies type 6, open shelf environment (Pagów IG 1 borehole, depth 1985.0 m); Upper Muschelkalk
- Fig. 3. Palinofacja typu 6, środowisko morskie przybrzeżne (otw. Włoszczowa IG 1, gł. 2255,0 m); wapień muszlowy dolny
Palynofacies type 6, near-shore environment (Włoszczowa IG 1 borehole, depth 2255.0 m); Lower Muschelkalk
- Fig. 4. Palinofacja typu 7, środowisko laguny (otw. Gomunice 15, gł. 1542,0 m); dolomit graniczny
Palynofacies type 7, lagoon environment (Gomunice 15 borehole, depth 1542.0 m); Grenzdolomit
- Fig. 5. Palinofacja typu 7, środowisko laguny brakicznej (otw. Gomunice 13, gł. 2001,0 m); ret dolny
Palynofacies type 7, brackish lagoon environment (Gomunice 13 borehole, depth 2001.0 m); Lower Röt
- Fig. 6. Palinofacja typu 7, środowisko laguny (otw. Zamoście 1, gł. 1691,0 m); wapień muszlowy górny
Palynofacies type 7, lagoon environment (Zamoście 1 borehole, depth 1691.0 m); Upper Muschelkalk

Elementy materii organicznej: a – akritarchy, d – fragmenty drewna (A–C – typy drewna), e – nabłonki, gs – glony słodkowodne, n – materia bezstrukturalna, n1 – materia heterogeniczna, n2 – materia homogeniczna, nd – materia bezstrukturalna drobnorozproszona, nf – cząstki *fluffy*, p – ziarna pyłku, pr – prazynofity, s – spory, sn – materia strukturalna nieoznaczalna, tr – tkanki roślinne. Pozostałe objaśnienia znajdują się w tekście

Elements of the organic matter: a – acritarchs, d – wood fragments (A–C – wood types), e – cuticles, gs – freshwater algae, n – amorphous organic matter, n1 – heterogeneous matter, n2 – homogeneous matter, nd – fine dispersed matter, nf – “fluffy”, p – pollen, pr – prasinophytes, s – spores, sn – degraded structural matter, tr – plant tissues. For other explanations see the text

