

Profil utworów formacji poznańskiej w rejonie Wrocławia

Grzegorz Czapowski*, Janusz Badura**, Bogusław Przybylski**

Utwory formacji poznańskiej na obszarze bloku przed-sudeckiego spoczywają przeważnie na starszym, silnie tektonicznie zdyslokowanym podłożu krystalicznym bądź — w obrębie rowów tektonicznych — na osadach klastycznych i węglach brunatnych, datowanych na dolny i środkowy miocen (Sadowska, 1995a). Miąższość tej formacji waha się od 20 m do 160 m, zaś w rejonie Wrocławia południową granicę ich zasięgu wyznacza pasmo Wzgórz Jaroszkowskich, zbudowane ze staropaleozoicznych skał krystalicznych i waryscyjskich granitów. Chemiczne wietrzenie wypiętrzonego podłoża sprzyjało formowaniu pokryw regolitowych, których materiał jako resedymnt wchodzi w skład osadów formacji. Nadkład formacji poznańskiej stanowią utwory czwartorzędu bądź lokalnie — piaski lub piaski i żwiry formacji Gozdnicy (Dybor, 1995), datowane (rejon Gozdnicy i Ruszowa oraz Gnojnej — Zastawniak i in., 1992; Sadowska, 1995b) na okres od sarmatu–panonu aż po górny pliocen. Przypuszczalnie akumulacja tej serii zachodziła jeszcze w eoplejstocenie (Badura i in., 2001). Z kolei czas powstania formacji poznańskiej w świetle danych paleobotanicznych obejmuje baden–sarmat i część panonu (Zastawniak i in., 1992; Sadowska, 1995b; Piwocki & Ziemińska-Tworzydło, 1995).

Kompletny, umożliwiający kompleksowe badania, profil utworów formacji poznańskiej grubości ok. 30 m

odsłania się w kopalni ilów ogniotrwałych w Jaroszkowie koło Wrocławia, wraz ze skałami podłoża krystalicznego i nadkładu czwartorzędowego W profilu tym wyróżniono 12 kompleksów litologicznych, reprezentujących 7 typów litofacjalnych, odpowiadających różnym strefom depozycji systemu rzeczno-jeziornego (Czapowski i in., 2002).

Spąg profilu tworzą żółte iły kaolinowe (kompleks 1), reprezentujące przemyte/przemieszczone zwietrzliny skał krystalicznych, spoczywające bezpośrednio na regolitach, stopniowo przechodzących w niżejległe, skaolinizowane łupki metamorficzne przedtrzeciorzędowego podłoża (Szepietowska, 1985). Powyżej występuje sekwencja utworów pelitycznych (szare i popielate iły i mułki), z domieszką kaolinu, interpretowanych jako osady jeziorne (strefa otwartej toni). Występujące w ich obrębie partie z rozproszonym żwirkiem ostrokrawędzistego kwarcu reprezentują osady spływów błotnych. Iły te przedzielone są 4 poziomami czarnych i brunatnych ilów węglistych (kompleksy 3, 5, 7 i 9) decymetrowej grubości, z fragmentami ksyliitów, uznanych za fację bagniskową, formującą się przy niskim stanie wody. W stropowej części profilu (kompleksy 11–12) pojawiają się wśród pelitów soczewy i przewarstwienia piasków i żwirków, interpretowane jako osady rzeczne, wkraczające do jeziora (deltowe i korytowe). Lokalnie w południowej części odsłonięcia, w pobliżu wschodni skał podłoża krystalicznego, w ilach kompleksu 8 występują poziomy ogłowionych gleb kopalnych. W stropie utwory formacji poznańskiej są miejscami przykryte przez serię piaszczysto-żwirową, podobną do osadów

*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

**Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Dolnośląski, al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław; janusz.badura@pigod.wroc.pl; boguslaw.przybylski@pigod.wroc.pl

wspomnianej serii z Gozdnicy, a interpretowaną tu jako facje fluwialne, bądź przez piaski i żwiry czwartorzędowe.

Omówiony profil utworów formacji poznańskiej w rejonie Jaroszowa powstał u podnóża Wzgórz Jaroszkowskich, na SE skraju rozległej depresji tektonicznej rozciągającej się od Sudetów po Morze Północne (Ludwig & Schwab, 1995). Obecność w dolnej części profilu (kompleksy 2–7) zmineralizowanych szczątków stawonogów oraz lokalnie megaspor paproci wodnych i nasion roślin zielnych, przy nieobecności organizmów morskich czy brakich, wskazuje na wybitnie lądowy charakter zbiornika, bez śladów wpływów morskich (Kasiński i in., 2001). Brak szczątków organicznych w wyższej części profilu wynika zapewne z ich zniszczenia przez kwasy humusowe.

Aktywność tektoniczna podłoża determinowała wydatnie typ osadów i charakter depozycji: okresy wzmożonej subsydencji umożliwiały osadzenie grubych facji pelitycznych otwartej toni (rejestrujących wysoki stan wody) oraz epizodycznie (okresy powodziowe, wstrząsy sejsmiczne) gwałtownie deponowanych osadów sphywów błotnych. Osłabienie lub zahamowanie subsydencji przyczyniło się (oprócz fluktuacji klimatycznych) do spadku poziomu wody i opanowywania jeziora przez roślinność (rozwój osadów bagniskowych). Zapisem tych fluktuacji jest 8 wyróżnionych cykli depozycyjnych (Czapowski i in., 2002). Cykl pierwszy to zalanie depresji podłoża wypełnionej zwietrze-

linami i osadzenie kolejno utworów otwartego zbiornika, a następnie — w miarę jak niecka wypełniała się osadami, których przyrost nie kompensowała subsydencja — uformowanie osadów bagniskowych bądź nawet warstw gleby (lokalny poziom gleb ogłowionych). Kolejne cykle II–VI, o podobnej sukcesji facji, zarejestrowały powtarzające się fazy wzmożonej aktywności stref tektonicznych w podłożu niecki, kończące się uspokojeniem i rozwojem osadów bagniskowych. Dłuższe okresy silnej aktywności tektonicznej (cykl IV) uruchomiły materiał zwietrzelinowy na dalekim obrzeżu zbiornika (wzrost udziału kaolinu w dole cyklu), gruby zaś materiał okrucowy dostarczały wkraczające do jeziora stożki aluwialne. Najwyższe cykle (VII i VIII) to proces stopniowego zanikania rozległego jeziora na rzecz rozwoju pokryw osadów fluwialnych, zapewne wskutek stabilizacji dna niecki. Przymuszczalnie niższą część (cykle I–III) badanego profilu można wiązać z datowanym na miocen i wczesny pliocen (Wojewoda i in., 1995) okresem wczesnego usuwania zwietrzelin i rozwoju rowów synsedymencyjnych w pobliżu sudeckiego uskoku brzeżnego. Końcowy etap formowania profilu, odpowiadający zanikowi zbiornika jeziornego i wkroczeniu do depresji rozległych stożków aluwialnych, można wiązać późniejszym (schyłek pliocenu) rozwojem sieci rzecznej na całym przedpolu Sudetów i rosnącą dostawą materiału grubookrucowego.