

LXXXVII ZJAZD NAUKOWY POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO

Osiągnięcia współczesnej geologii w kolebce górnictwa naftowego w Karpatach

26-29.06.2019 r., Czarna

MATERIAŁY ZJAZDOWE

pod redakcją naukową Tadeusza Peryta







PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY



Patronaty honorowe:



Główny Geolog Kraju



Prezes PGNiG S.A. **dr Piotr Woźniak**



Dyrektor PIG-PIB **dr Agnieszka Wójcik**



Dziekan WGGiOŚ AGH **prof. dr hab. inż. Jacek Matyszkiewicz**



Prezes PTG **prof. dr hab. Adam Gasiński**



PODKARPACKI

Wojewoda Podkarpacki **Ewa Leniart**



Starosta Bieszczadzki Marek Andruch



Wójt Gminy Czarna **Bogusław Kochanowicz**

LXXXVII ZJAZD NAUKOWY POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO

KOMITET NAUKOWY:

prof. dr hab. Tadeusz Peryt

przewodniczący Komitetu Naukowego prof. dr hab. Paweł Aleksandrowski, PIG-PIB prof. dr hab. Paweł Karnkowski, UW prof. dr hab. Stanisław Mazur, PAN prof. dr hab. Stanisław Mazur, PAN prof. dr hab. Antoni Wójcik, PIG-PIB dr hab. inż. Józef Chowaniec, PIG-PIB dr hab. inż. Piotr Krzywiec, prof. PIG-PIB dr hab. inż. Piotr Krzywiec, prof. PAN dr hab. inż. Irena Matyasik, prof. INIG-PIB dr hab. inż. Irena Matyasik, prof. INIG-PIB dr hab. inż. Michał Stefaniuk, prof. AGH dr hab. Anna Świerczewska, prof. AGH mgr inż. Krzysztof Potera, PGNiG mgr Jarosław Zacharski, Orlen Upstream

KOMITET ORGANIZACYJNY:

mgr inż. Artur Marcinkowski, PGNiG przewodniczący Komitetu Organizacyjnego mgr Tadeusz Kozimor, PGNiG mgr Rafał Sikora, PIG-PIB mgr inż. Małgorzata Pietrusiak, PGNiG mgr inż. Magdalena Maksym, PGNiG mgr inż. Aneta Frączek, PGNiG mgr Paweł Uznański, PGNiG dr Izabela Ploch, PIG-PIB mgr inż. Piotr Przybyła, PGNiG mgr Oliwia Kowalczewska, UJ mgr inż. Magdalena Kozimor, PGNiG mgr Natalia Radzik, AGH dr Jacek Rubinkiewicz, PIG-PIB mgr Piotr Strzelecki, AGH

Sekretariat Zjazdu:

mgr inż. Magdalena Maksym, magdalena.maksym@pgnig.pl, tel.: (13) 46 52 526, (+48) 600 907 506

mgr inż. Aneta Frączek, aneta.fraczek@pgnig.pl, tel.: (13) 46 52 526, (+48) 885 261 757

• • • •

Projekt graficzny, typografia i skład Paweł Zawada, Monika Cyrklewicz



Sfinansowano ze środków Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej

Druk materiałów konferencyjnych został zrealizowany w ramach projektu: *Upowszechnianie wiedzy z zakresu geologii oraz promocja działań służby geologicznej* i został sfinansowany ze środków Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.

© Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, 2019

Wydawca: Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4; 00-975 Warszawa

ISBN 978-83-66305-88-5

Druk i oprawa: EXDRUK Wojciech Żuchowski, Włocławek (87-800), ul. Rysia 6



GEOLOGIA MIĘDZY PRZEMYŚLEM A LWOWEM

Koordynatorzy: Tadeusz Peryt¹, Andriy V. Poberezhskyy², Oksana Stupka²

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy ² Instytut Geologii i Geochemii Paliw Kopalnych, Narodowa Akademia Nauk Ukrainy, Lwiw



Część 1. KARPATY ZEWNĘTRZNE (BRZEŻNA SKIBA PŁASZCZOWINY SKIBOWEJ, PŁASZCZOWINA BORYSŁAWSKO-POKUCKA) I ZDYSLOKOWANE NEOGEŃSKIE MOLASY ZAPADLISKA PRZEDKARPACKIEGO (PŁASZCZOWINA SAMBORSKA) – OKOLICE DOBROMILA I BORYSŁAWIA

Oleh Hnylko¹ & Svitlana Hnylko¹

¹Instytut Geologii i Geochemii Paliw Kopalnych, Narodowa Akademia Nauk Ukrainy

Trasa sesji terenowej prowadzi przez Karpaty Zewnętrzne (brzeżna skiba płaszczowiny skibowej, płaszczowina borysławsko-pokucka) i zdyslokowane neogeńskie molasy zapadliska przedkarpackiego (płaszczowina samborska). Odsłonięcia znajdują się w pobliżu miasta Dobromil (punkty 1 i 2) i w mieście Borysław (punkt 3) (Fig. 1–3).



Fig. 1. A – główne jednostki tektoniczne ukraińskich Karpat (Hnylko, 2012, zmodyfikowano); **B** – pozycja tektoniczna ukraińskich Karpat, położenie teranów i główne granice tektoniczne wg Csontos & Vörös (2004); Schmid i in. (2008); Kovač i in. (2016, 2017); uproszczone, częściowo zmodyfikowane

Rejon Dobromila jest położony w NW części ukraińskich Karpat Zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego (Fig. 2).

PUNKT 1

Blisko szosy między Dobromilem i Chrowem, 2 km od Dobromila, we wsi Piatnica odsłaniają się utwory mioceńskie suity stebnickiej. Suita jest położona w obrębie płaszczowiny samborskiej. Jest to głównie seria piaszczysta, składająca się z miąższych (do kilku metrów) warstw piaskowców z przewarstwieniami szarych i burych osadów ilastych. Piaskowce miejscami cechuje dobrze wykształcone warstwowanie skośne. W utworach tych zidentyfikowano otwornice mioceńskie (Kulanda & Hnylko, 2012).

Przesuwając się ku SW wzdłuż potoku Tarnawka, we wsi Tarnawka (zob. Fig. 2) przecinamy molasy mioceńskie suity worotyskiej jednostki tektonicznej borysławsko-pokuckiej, jaka silnie zwęża się do szerokości do 1 km. Suita worotyska to w dolnej części seria olistostromowa z ilastym matriks i olistolitami stektonizowanych utworów suity menilitowe, a w górnej – szara seria z cienkorytmicznymi i różnorytmicznymi przewarstwieniami skał ilastych i piaszczystych.

Jeszcze dalej na SW na południowych skrajach wsi Tarnawka przecinamy nasunięcie płaszczowiny skibowej (bezpośrednio nie odsłaniającej się) i obserwujemy cienko-średniorytmiczny górnokredowy flisz suity stryjskiej (cienko- i średnioziarniste turbidyty z przewarstwieniami hemipelagicznych utworów marglistych), występujący w obrebie płaszczowiny skibowej. Kilkaset metrów od tej płaszczowiny powyżej cieku potoku Tarnawka odsłaniają się zlepieńce dobromilskie, które z kątową niezgodnością (czego w odsłonięciu się nie obserwuje) leżą na zdyslokowanym fliszu płaszczowiny skibowej. Są to warstwy blokowo-żwirowych zlepieńców, żwirowców i iłów piaszczystych z fragmentami skał fliszowych wyglądających na kredę i paleogen – piaskowców, aleurolitów, margli, argilitów, krzemieni suity menilitowej. W ilastych przewarstwieniach znaleziono otwornice późnobadeńskie (Kulanda, 2008).



 N_1bl+br - балицька та бережницька світи, N_1rd - радицькі конгломерати, N_1dr - добромильські конгломерати, N_1st - стебницька світа, K_2 - P_1st - стрийська світа.

Fig. 2. Mapa geologiczna i przekroje w rejonie miasta Dobromil. Cyframi oznaczono numery punktów

PUNKT 2

200 m powyżej mostu samochodowego na trasie Dobromil-Szeginie 3 km od miasta Dobromil (wieś Bonewyczi) na brzegach rzeki Wyrwa odsłaniają się najmłodsze warstwy płaszczowiny samborskiej w jądrze synkliny radyckiej (suita bereżnicka, Kulanda & Hnylko, 2015: zob. Fig. 2). Utwory te to szare i szaro-zielone iły z przewarstwieniami (10-30 cm) piaskowców, w górnej części to głównie warstwy grubowarstwowych piaskowców i zlepieńców z fragmentami fliszu. Zidentyfikowano tutaj zonę nanoplanktonową NN8 (Andreyeva-Grigorovich et al., 2008) i otwornice środkowego-późnego miocenu (Kulenda & Hnylko, 2015).

Miasto Borysław. Tutaj wzdłuż rzeki Tyśmienica odsłania się profil paleogenu brzeżnej skiby płaszczowiny skibowej i neogeńskich molas płaszczowiny borysławsko-pokuckiej (Fig. 3).

PUNKT 3

a SW od Borysławia koło mostu samochodowego przez rzekę Tyśmienica odsłaniają się paleoceńskie jamneńskie masywne piaskowce, reprezentujące dolną część paleogeńskiego profilu płaszczowiny brzeżnej. Szerokość profilu zwiększa się w dół rzeki Tyśmienica (zob. Fig. 3). Powyżej nie odsłaniającej się części profilu (50 m) na powierzchnię wychodzi pstry poziom dolnej części suity witwickiej (o miąższości 5 m) – są to drobnorytmiczne przewarstwienia zielono-szarych drobnoziarnistych piaskowców, aleurolitów, zielonych i czerwonych argilitów. Seria ta zawiera wczesnoeoceńską asocjację głębokowodnych otwornic zlepieńcowatych (ang. DWAF) z przewagą przedstawicieli rodzaju Glomospira. Poniżej w dół rzeki, po nie odsłoniętym odcinku profilu (35 m), odsłania się seria (40 m) cienko rytmicznego przewarstwiających się zielonych i szarych argilitów oraz piaskowców górnej części suity witwickiej. Charakterystyczne są dla niej hieroglify. W dolnej części serii znaleziono otwornice (DWAF) zony Ammodiscus latus (górna część środkowego eocenu). W górnej części – nanoplanktonową zonę NP17 (Vialov et al., 1988).

Suita Popielska (dolny eocen – początek oligocenu) wychodzi na powierzchnię 40 m w dół rzeki. Są to szare, popielate i niebieskawe grudkowate argility margliste, często z wtrąceniami i bryłami (o wymiarach od kilku cm do 1,5 m) piaskowców, margli, wapieni, fyllitów. Utwory te to osady spływów rumoszowych (*debris-flow deposits*), zawierających redeponowaną szelfową asocjację przeważnie wapiennych otwornic bentosowych z rodzajów: *Cibicidoides, Bolivina, Nodosaria, Asterigerina*, charakterystycznej dla późnego eocenu. W górnej części suity popielskiej wystę-



Fig. 3. Mapa geologiczna i przekroje w rejonie miasta Borysław. Cyfrą oznaczono numer punktu

puje cienki (5 m) poziom szeszorski jasno-szarych margli globigerinowych z soczewkami piaskowców. U podstawy poziomu zawarta jest późnoeoceńska mieszana asocjacja otwornic zlepieńcowatych i wapiennych. W górnej części poziomu stwierdzono asocjację NP22 (Andreyeva-Grigorovich, 1987) i zwiększoną liczebność otwornic planktonicznych, głównie *Globigerina officinalis* Subbotina, *G. postcretacea* Mjatliuk, *Subbotina droogeri* (Mjatliuk), *Chiloguembelina cubensis* (Palmer) i *Pseudogastegirina micra* (Cole), które wskazują na początek oligocenu. Ogólna miąższość suity popielskiej osiąga 100 m.

Na suicie popielskiej leży oligoceńska suita menilitowa: czarne argility poziomu podrogowcowego, silicyty i margle krzemionkowe poziomu rogowcowego i czarne, wzbogacone w materiał organiczny, argility z przewarstwieniami piaskowców.

W dół rzeki znajduje się (nie odsłaniający się) tektoniczny kontakt płaszczowin: skibowej i borysławsko-pokuckiej. Następnie na odcinku ~1 km miejscami występują odsłonięcia mioceńskich szarych utworów ilastych z przewarstwieniami piaskowców suity worotyskiej płaszczowiny borysławsko-pokuckiej. Miejscami zawierają one olistolity stektonizowanych utworów suity menilitowej. Pod koniec serii na powierzchnię wychodzą egzotykowe zlepieńce zagorskie z klastami fyllitów (Fig. 3). W całym profilu suity worotyskiej stwierdzono mikrofaunę wczesnomioceńską do granicy miocenu wczesnego-późnego (Kulanda & Hnylko, 2012).

LITERATURA

- ANDREYEVA-GRIGOROVICH A.S., 1987 Nannoplankton i dinotsisty pogranichnykh eotsen-oligotsenovykh otlozheniy Karpat. *Paleontologicheskiy sbornik*, 24: 76-83.
- ANDREYEVA-GRIGOROVICH A.S., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A. OSZCZYPKO-CLOWES M., SAVITSKAYA N., TROFI-MOVICZ N., 2008 – New data on the stratigraphy of the folded Miocene Zone at the front of the Ukrainian Outer Carpathians. Acta Geologica Polonica, 58: 325– 353.
- CSONTOS L., VÖRÖS A., 2004 Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210: 1–56.
- HNYLKO O.M., 2012 Tectonic zoning of the Carpathians in terms of the terrane tectonics Article 2. The Flysch Carpathian – ancient accretionary prism (in Ukrainian with English summary). *Geodynamika*, 12: 67–78.
- KOVÁČ M., PLAŠIENKA D., SOTÁK J., VOJTKO R., OSZCZYPKO N., LESS GY., ĆOSOVIĆ V., FÜGENSCHUH B., KRÁLIKOVÁ S., 2016 – Paleogene palaeogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas. *Global and Planetary Change*, 140: 9–27.

- KOVÁČ M., MÁRTON E., OSZCZYPKO N., VOJTKO R., HÓK J., KRÁLIKOVÁ S., PLAŠIENKA D., KLUČIAR T., HUDÁČKOVÁ N., OSZCZYPKO-CLOWES M., 2017 – Neogene palaeogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas. *Global and Planetary Change*, 155: 133–154.
- KULANDA M.Y., 2008 Rozpodil miotsenovykh foraminifer u vorotyshchenskiy, stebnitskiy svitakh ta dobromylskikh konglomeratakh v pivnichno-zakhidniy chastyni Ukrainskogo Prykarpattya. W: Biostratygrafichni osnowy pobudovy stratygrafichnych skhem fanerozoyu Ukrainy. Inst. Geol. Nauk NANU, Kyiv, 209-211.
- KULANDA M., HNYLKO O., 2012 Utochnennya stratygrafii neogenovykh molas Boryslavsko-Pokutskogo ta Sambirskogo pokryviv pivnichno-zakhidnoi chastyny Ukrainskogo Prykarpattya. *Geologiya i geohkimiya go*ryuchykh kopalyn, 1-2 (158-159): 36-50.
- KULANDA M., HNYLKO O., 2015 Do pytannya pro vik berezhnitskoi svity Sambirskogo pokryvu Peredkarpatskogp progynu. *Geologiya i geohkimiya goryuchykh kopalyn*, 1–2 (166–167): 91–100.
- SCHMID S., BERNOULLI D., FUGENSCHUH B., MATENCO L.
 SCHEFER S., SCHUSTER R., TISCHLER M., USTASZEWSKI
 K., 2008 The Alpine-Carpathian-Dinaric orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss Journal of Geosciences*, 101: 139–183.
- VIALOV O.S., GAVURA S.P., DANYSH V.V. i in., 1988 Stratotypy melovykh i paleogenovykh otlozheniy Ukrainskikh Karpat. Kiev, Naukova dumka, 204 pp.



Część 2. MIOCEN I BADEŃSKIE GIPSY OKOLIC SZCZYRCA K. LWOWA

Maciej Bąbel¹, Adrian Jarzyna¹, Krzysztof Nejbert¹, Danuta Olszewska-Nejbert¹, Damian Ługowski¹, Andrij Bogucki², Petro Wołoszyn³, Andrij Jacyszyn² & Olena Tomeniuk²

¹Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski

E-mail: m.babel@uw.edu.pl, a.jarzyna@student.uw.edu.pl, knejbert@uw.edu.pl, don@uw.edu.pl, lugowski.damian@ gmail.com

²Wydział Geograficzny, Lwowski Uniwersytet Narodowy im. Iwana Franko E-mail: pleistocene@ukr.net, jacyshyn@yahoo.com, prostolena.87@ukr.net

³Wydział Geologiczny, Lwowski Uniwersytet Narodowy im. Iwana Franko, E-mail: petro.voloshyn@lnu.edu.ua

Орізуwany w niniejszej pracy rejon Szczyrca (ukr. Щирець, dawna polska nazwa Szczerzec) leży 25 km na południe od Lwowa. Obszar ten znajduje się nieopodal granicy dwóch wielkich jednostek geomorfologicznych: Wyżyny Wołyńsko-Podolskiej i Przedkarpacia (Bohuckyj i in., 2017). Granica między tymi jednostkami biegnie mniej więcej wzdłuż doliny rzeki Zubry, 6-8 km na wschód od przepływającej przez Szczyrec Szczyrki (Pazdro, 1953, fig. 2). Obie rzeki wpadają do Dniestru ok. 15 km na południe of Szczyrca. Na wschód od linii Zubry leży wyniesiony obszar nazwany przez Czyżewskiego (1925) Opolem Małym należący do Wyżyny Wołyńsko-Podolskiej. Rejon Szczyrca znajduje się natomiast w obrębie tzw. Wiszniańsko-Szczyreckiej fluwioglacjalno-aluwialnej równiny (Cys, 1962; Bohuckyj i in., 2017).

W okolicach Szczyrca, na północnych peryferiach basenu przedkarpackiego, na obszarze ok. 4 na 5 km znajduje się zwarta grupa odsłonięć środkowomioceńskich ewaporatów (gipsów, anhydrytów i związanych z nimi wapieni), które w zapadlisku przedkarpackim są zazwyczaj przykryte osadami młodszymi i niedostępne bezpośrednim obserwacjom (Fig. 1). Utwory ewaporatowe reprezentują regionalne paratetydzkie piętro baden odpowiadający serrawalowi w stratygrafii standardowej, ściślej zaś – dolną część neogeńskiej nannoplanktonowej zony 6 (NN6, zona *Discoaster exilis*). Sedymentacja tych utworów jest efektem tzw. badeńskiego kryzysu zasolenia Paratetydy Centralnej w basenie przedkarpackim (Peryt, 2006). Na terenie Ukrainy jest to najdalej na zachód położona wychodnia gipsów odsłaniających się na wschodzie na rozległych obszarach Naddniestrza. W Szczyrcu odkrywki obejmują pełny profil utworów ewaporatowych osiągający tu ok. 50 m miąższości (Poberezhsky & Jasionowski, 1999). Dalej na zachód od Szczyrca kompletne profile gipsów pojawiają się na powierzchni dopiero na Ponidziu w Polsce. Opisane cechy czynią ewaporaty Szczyrca najlepszym obiektem do korelacji i porównań z Ponidziem.

Podobnie jak na Ponidziu, w rejonie Szczyrca odsłaniają się badeńskie osady morskie leżące bezpośrednio pod i nad ewaporatami. Są one zróżnicowane facjalnie i zawierają bogate zespoły skamieniałości (Kudrin, 1966). Charakterystyczną cechą tych utworów jest występowanie licznych przegrzebków, m.in. taksonów o potencjalnie istotnym regionalnym znaczeniu stratygraficznym (Friedberg, 1910; Studencka, 1999). Pod gipsami pojawiają się m.in. Chalmys scissa Favre (patrz Czarnocki, 1935) i Lentipecten corneus denudatus Reuss (=Amussium denudatum Reuss, patrz Studencka, 1999, 2015), zaś nad gipsami Palliolum bittneri (Toula) [=Palliolum elini (Zhizhchenko), patrz Studencka, 1999, 2015]. Morski baden podewaporatowy leży na zerodowanym podłożu kredowym. Dominującą facją tego badenu są margliste piaskowce kwarcowe z domieszką glaukonitu zawierające typową faunę morską z charakterystycznymi cienkoskorupowymi przegrzebkami. W omawianym rejonie bezpośrednio na zerodowanej kredzie leżą podobne do badeńskich piaski glaukonitowe bez fauny o wieku nierozstrzygniętym (Pazdro, 1953) lub też reprezentujące eocen (Kudrin, 1966; Gerasimov i in., 2010). Całość profilu mioceńskiego daje dobry wgląd w przebieg sedymentacji zarówno ewaporatowej jak i po-



Fig. 1. Mapa geologiczna okolic Szczyrca z lokalizacją punktów wycieczki, wykonana przez Jarzynę (2016), na podstawie mapy Teisseyre'a (1894-1895), uaktualniona i zmieniona.

1 – kreda górna, mastrycht; 2-6 – miocen środkowy, baden: 2 – piaski i piaskowce glaukonitowe, 3 – wapienie litotamniowe, 4 – leje krasowe w wapieniach litotamniowych lub gipsach, 5 – gipsy i leje krasowe w gipsach, 6 – wapienie zbite i inne utwory związane z gipsami; 7-9 – czwartorzęd: 7 – piaski i gliny piaszczyste, plejstocen, 8 – lessy, plejstocen, 9 – aluwia i utwory napływowe

przedzającej i następującej po ewaporacji. Wychodnie badenu pozwalają na dobre rozpoznanie regionalnych relacji stratygraficznych, ewolucji środowisk sedymentacji, a także paleogeografii przedkarpackiego basenu sedymentacyjnego. Z tego m.in. powodu miocen Szczyrca jest od dawna badany, czemu sprzyja bliskość Lwowa. Pod koniec XIX w. i na początku XX w. pionierskie studia na tym terenie prowadzili wybitni geolodzy: Alojzy Marian Łomnicki (1881), Vincenz Hilber (1882a, b), Wawrzyniec Teisseyre (1894-1895) i Wilhelm Friedberg (1910). Ich prace były kontynuowane głównie po II wojnie światowej przez wielu następnych badaczy (m.in. Kazakowa, 1952; Pazdro, 1953; Kudrin, 1966 i in.). Informacje nt. geologii rejonu Szczyrca są rozproszone w bogatej literaturze. Badania prowadzone w ostatnim ćwierćwieczu przyniosły nowe dane o tym interesującym rejonie i są częściowo omówione w niniejszej pracy.

Podobnie jak na nieomal całym północnym obrzeżeniu basenu przedkarpackiego profil gipsów w rejonie Szczyrca jest dwudzielny (Peryt, 1996; Kasprzyk & Ortí, 1998; Bąbel, 2005a). Dolna część to tzw. jednostka autochtoniczna, zbudowana głównie z dużych kryształów gipsu, które narastały wprost na dnie basenu. Kryształy i osady zbudowane z takich dużych (>2 mm) osobników krystalicznych w sedymentologii nazywane są selenitami. Natomiast część górna ewaporatów to tzw. jednostka allochtoniczna reprezentująca głównie gipsy klastyczne. Profil gipsów odsłania się najlepiej w dwóch czynnych kamieniołomach: spągowa jednostka autochtoniczna (selenitowa) – w tzw. nowym kamieniołomie w Piskach, stropowa zaś jednostka allochtoniczna – w starym kamieniołomie w Szczyrcu (Fig. 2).

Gipsy badeńskie (zwłaszcza gipsy selenitowe) charakteryzują się dużą stałością wykształcenia wynikającą z depozycji na wyrównanym i względnie płaskim dnie (Kubica, 1992; Peryt, 1996, 2001; Bąbel, 2005a, 2007). W profilu, zwłaszcza w obrębie jednostki autochtonicznej w Czechach, Polsce i Ukrainie można wydzielić kilkanaście charakterystycznych cienkich warstw (głównie selenitowych)



Fig. 2. Uproszczone profile gipsów rejonu Szczyrca i ich korelacja. Jednostki stratygraficzne wg: 1 – Kubicy (1992), uzupełnione; 2 – Peryta (1996, 2001); 3 – Bąbla (2005a); patrz także objaśnienia do fig. 5 i 10

korelujących się wzdłuż północnych peryferii basenu na dystansie kilkuset kilometrów. Warstwy te zostały zgrupowane w większe jednostki, wyróżniono również warstwy przewodnie i horyzonty izochroniczne. Większość warstw i jednostek stratygraficznych da się rozpoznać w rejonie Szczyrca co jest doskonałą podstawą do regionalnych analiz sedymentologicznych i paleogeograficznych (Fig. 2). Wenglinskij & Gorieckij (1979) zaproponowali, aby profil gipsów w Szczyrcu stanowił lektostratotyp tych osadów, czyli jednostki zwanej na terenie Ukrainy "switą" albo formacją tiraską (Andreyeva-Grigorovich i in., 1997, 2008; Gerasimov i in., 2010).

Oprócz gipsu w ewaporatach rejonu Szczyrca pojawia się skałotwórczo jego bezwodny odpowiednik – anhydryt (np. Kropaczewa, 1970). Anhydryt jest tu minerałem wtórnym, który krystalizował w obrębie osadów gipsowych często zastępując pierwotne kryształy gipsu. Gipsy omawianego rejonu zostały bowiem objęte procesami dehydratacji - przejścia gipsu w anhydryt. Przejście to nie było tu jednak związane z głębokim pogrzebaniem i wzrostem temperatury, lecz raczej z napływem stężonych solanek w obręb osadu gipsowego (Kropaczewa, 1972; Kasprzyk, 1995; Peryt, 1996). Dehydratacja gipsu i krystalizacja anhydrytu była najprawdopodobniej wieloetapowa i mogła rozpocząć się już podczas sedymentacji utworów gipsowych i kontynuować podczas ich dalszej diagenezy (Kasprzyk & Ortí, 1998).

Wtórne anhydryty pod wpływem kontaktu z wodami o małym zasoleniu lub wodami meteorycznymi ulegają rehydratacji i na powrót przechodzą w gips. Różnorodne efekty zarówno transformacji gipsu w anhydryt, jak i późniejszego uwodnienia anhydrytu i krystalizacji wtórnego gipsu, są doskonale widoczne w rejonie Szczyrca (Bąbel i in., 2017). Produktem tych przeobrażeń są wtórne drob-



Fig. 3. Kopuła i jaskinia z hydratacji anhydrytu z Adrianem Jarzyną dla pokazania rozmiarów formy, kamieniołom Piski, zdjęcie z dnia 31.07.2016 r.

nokrystaliczne skały anhydrytowe, anhydrytowo-gipsowe i gipsowe (zbudowane z wtórnego drobnokrystalicznego gipsu), mające przeważnie śnieżnobiałą barwę. Te ostatnie są pospolicie nazywane alabastrami. Występują one w miejscu pierwotnych gipsów lub jako mniej lub bardziej rozproszone ciała w ich obrębie, przeważnie zacierające całkowicie budowę pierwotnego osadu i jego struktury sedymentacyjne. W gipsach występują też w rozproszeniu pojedyncze kryształy anhydrytu lub ślady po nich, niekiedy zaś pseudomorfozy gipsu po takich kryształach.

W kamieniołomach i łomach rejonu Szczyrca anhydryt (efekt dehydratacji gipsu), który nie uległ uwodnieniu i wstępuje miejscami w obrębie przykrytych nadkładem gipsów, został wskutek eksploatacji odsłonięty i dostał się w strefę bezpośredniego wpływu wód meteorycznych. Współczesne raptowne uwadnianie takich skał anhydrytowych w kamieniołomie Piski prowadzi do niezwykłych efektów rzeźbotwórczych. Trwająca obecnie w strefie wietrzenia anhydrytu krystalizacja wtórnego gipsu (kosz-

tem anhydrytu) wywołuje wzrost objętości ośrodka skalnego (Mucha i in., 2016; Bąbel i in., 2017). Teoretyczne taki przyrost może osiągnąć nawet ponad 60%. Ekspansywna hydratacja anhydrytu w nieczynnej części kamieniołomu Piski doprowadziła do powstania specyficznych hydratacyjnych form rzeźby - kopułowatych wybrzuszeń z wewnętrznymi pustymi komorami ponad odspojoną od podłoża warstwą skalną. Niektóre kopuły osiągnęły średnice kilkunastu metrów i wysokość względną 2 m, w ich wnętrzu zaś mogła schronić się grupa ludzi. Takie duże komory reprezentują niepospolitą pod względem genezy formę jaskiń zwaną jaskiniami z hydratacji (Bąbel i in., 2018). W roku 2016 spośród ok. 100 kopułowatych form hydratacyjnych rozpoznanych w Piskach co czwarta posiadała duże wewnętrzne komory, które miały cechy jaskiń (były dostępne dla człowieka, Fig. 3). Niestety większość z tych niezwykłych form została zniszczona podczas prac górniczych prowadzonych ostatnio w kamieniołomie.

PUNKT 1

GÓRA CERKIEWNA, NIECZYNNE ŁOMY NA POŁUDNIOWYCH I ZACHODNICH ZBOCZACH WZGÓRZA. BADEŃSKIE OSADY PODGIPSOWE I GIPSY

Prowadzący: Adrian Jarzyna, Andrij Bogucki & Olena Tomeniuk

a przełomie XIX i XX w. Góra Cerkiewna (305,2 m Nn.p.m.) była obiektem eksploatacji gipsu. Wzgórze, które wznosi się ok. 40 m ponad dno otaczających dolin, było niezalesione. Widoczne z dala białe ściany gipsołomów na jego zboczach osiągały 16 m wysokości. Odsłaniały się tu gipsy a także badeńskie utwory pod- jak i nadgipsowe dobrze udokumentowane przez Łomnickiego (1881), Hilbera (1882a, b), Siemiradzkiego (1909) i Friedberga (1910), Kudrina (1966), Bobrownika i Sieriebrodolskiego (1968) oraz wykartowane przez Teisseyra (1894-1895) i Friedberga (1910). Dziś łomy są od dawna nieczynne i w większości zasypane, wzgórze zaś z cerkwią jest pokryte lasem i zaroślami. W kilku miejscach znajdują się niewielkie odkrywki - resztki łomów, dające wgląd w wykształcenie utworów gipsowych (Fig. 4). Badeńskie osady nadgipsowe nie odsłaniają się, natomiast podgipsowe są widoczne fragmentarycznie. Utwory podgipsowe widoczne są m.in. w podłożu i skarpach polnej drogi, która biegnąc skosem po zboczu wzgórza poniżej cmentarza przecina wychodnie kredy i badenu. Większe łomy i piaskownie z odsłonięciami piaskowców i piasków glaukonitowych znajdują się natomiast przy drodze ze Szczyrca do Pisków (Fig. 4).

MORSKI BADEN PODGIPSOWY

Na południowym zboczu Góry Cerkiewnej, poniżej cmentarza, znajdowały się najlepsze profile badenu podewaporatowego, opisane przez wyżej wymienionych autorów. Morski baden leży tu z erozyjną niezgodnością na opokach lub marglach kredowych zajmujących dolną część zbocza. W utworach kredowych udokumentowano występowanie Belemnitella mucronata (Schlotheim), (Łomnicki, 1881; Friedberg, 1910). Według Łomnickiego (1881) profil podgipsowego badenu miał niewielką miąższość nie przekraczającą ok. 2,5 m. Na kredzie leżały: iły i iły piaszczyste (0,3 m), piaskowce z okruchami przegrzebków i krasnorostów (0,5 m), margle piaszczyste z przegrzebkami i drobnymi otoczakami krzemieni (1 m), zlepieńce z okruchami ramienionogów (Terebratula), ślimaków (Turritella, Cerithium), krasnorostów i mszywiołów (0,3 m). Około 0,5 m powyżej odsłaniały się alabastry rozpoczynające profil gipsów. Natomiast Friedberg (1910) udokumentował tu kilkumetrowy (ponad 6 m) profil badenu podgispowego złożony głównie z zielonych piasków i piaskowców z glaukonitem zawierających liczne skamieniałości morskie. Badeńskie facje kwarcowo-glaukonitowe z bogatą fauną morską opisali tu także Kazakowa (1952) i Kudrin (1966, s. 82-83,

92). Zielone piaski i piaskowce glaukonitowe ze skamieniałościami odsłaniają się dalej na wschód, w niższej części zbocza, m.in. we wspomnianych łomach przy drodze ze Szczyrca do Pisków (Fig. 4). Piaski te zostały opisane i wykartowane jako baden przez Teisseyre'a (1894-1895) i Friedberga (1910). Kudrin (1966, s. 21) przypisał im wiek eoceński. Jego zdaniem w rejonie Góry Cerkiewnej badeńskie piaski kwarcowo-glaukonitowe leżą bezpośrednio na rozmytych marglach kredy oraz na rozmytych glaukonitowo-kwarcowych piaskach eocenu (Kudrin, 1966, s. 85). W niniejszej pracy przyjmujemy pogląd o badeńskim wieku omawianych piasków, zgodnie z poglądami dawnych badaczy.

W kontekście regionalnym zwraca uwagę, że profil badenu podgipsowego w Szczyrcu ma znacznie mniejszą miąższość (kilka metrów) niż na północ, w okolicy Lwowa, na obszarze Roztocza Lwowskiego, oraz na wschód od Szczyrca, na terenie Opola Małego, gdzie badeńskie utwory podewaporatowe osiągają do kilkudziesięciu metrów miąższości (Teisseyre, 1938; Pazdro, 1953; Wysocka i in., 2012). Relacje te przypominają obecne w Polsce na Wyżynie Miechowskiej i Ponidziu, gdzie silnie zredukowane profile badenu podewaporatowego występują na południu, a pełniejsze i grubsze na północy. Czarnocki (1938) uważał, że w profilu Szczyrca brak najniższych utworów



Fig. 4. Lokalizacja prezentowanych odkrywek w rejonie Szczyrca (patrz fig. 1; objaśnienia kolorów szrafur jak na fig. 1). Cyframi 1-4 oznaczono odkrywki z profilami zilustrowanymi na fig. 5. T – profil, w którym oznaczono wiek radiometryczny (Nejbert i in., 2012)

badenu, obecnych w innych sąsiednich odsłonięciach. Sądził on, że obszary ze zredukowaną miąższością podgipsowego badenu (takie, jak w Szczyrcu i na południu Ponidzia) były – w dyskutowanym interwale czasu – bardziej wyniesione niż te leżące na północy i konsekwentnie zostały zalane później. Jego zdaniem badeńskie osady leżą w takich strefach w sposób przekraczający. Analizę miąższości utworów badenu i paleoreliefu podłoża kredowego na obszarach sąsiadujących od północy i wschodu ze Szczyrcem przedstawili Teisseyre (1938), Pazdro (1953) oraz Wysocka i in. (2012) dowodząc, że przyrosty miąższości wynikają z obecności osadów klastycznych – piasków kwarcowych deponowanych w środowisku morskim. Miejsce ich akumulacji wynikało z bliskości źródła alimentacji (hipotetycznych delt gdzieś na północnym brzegu basenu), ale także, lub przede wszystkim, z intensywności i układu prądów morskich przepływających pomiędzy garbami i wyniesieniami zerodowanego podłoża kredowego w dawnych paleogeńskich paleodolinach. Zdaniem Wysockiej i in. (2016) piaski te mogą pochodzić z paleogeńskich zwietrzelin pokrywających niegdyś obszar Podola i Wołynia. Omawiane badeńskie przedewaporatowe piaski Opola Małego wykazują cechy spłycania ku górze profilu (Radwański i in., 2012). Inni badacze zwracają uwagę, że podczas spłycania basenu, które poprzedziło depozycję gipsów i było związane z tzw. obniżeniem ewaporacyjnym (ang. evaporite drawdown; zgodnie z modelem saliny morskiej, Peryt, 2001; Bąbel, 2004), wcześniej złożone osady mogły być z wyniesionych obszarów erodowane i usuwane. Rozstrzygnięcie, czy takim obszarem były okolice Szczyrca, wymaga dalszych badań.

GIPSY SELENITOWE

Gipsy leżą z niewielkim upadem ku północy, w związku z czym ich spąg na zachodnim zboczu Góry Cerkiewnej zniża się do wysokości kilku metrów ponad dnem doliny Szczyrki i wznosi się ku górze, pojawiając się wysoko na południowym zboczu wzgórza poniżej cmentarza (Jarzyna 2016). Występują tu wszystkie charakterystyczne facje selenitowe jednostki autochtonicznej, których nazwy w większości nawiązują do wykształcenia kryształów gipsu (tj. gipsy szklicowe, trawiaste, szablaste; Bąbel, 2016). W większości utwory te pojawiają się tu jedynie szczątkowo w zarośniętych skarpach i ścianach dawnych łomów. Najlepiej, w kilku punktach, odsłaniają się gipsy szklicowe i współwystępujące wtórne gipsy alabastrowe (Fig. 5).

Gipsy szklicowe, lub inaczej szklica, to ze wszystkich selenitowych utworów badeńskich facja pod względem krystalograficznym i sedymentologicznym najbardziej niezwykła i spektakularna. Została ona najlepiej zbadana na Ponidziu w Polsce, skąd wywodzi się jej nazwa (Bąbel, 2016, wraz z literatura). Nawiązuje ona do specyficznego połysku, który powstaje wskutek odbicia promieni słońca od wielkich powierzchni doskonałej łupliwości gipsu. Szklica jest zbudowana z pionowo na kształt palisady ustawionych ogromnych kryształów gipsu o rozmiarach decymetrowych, w Szczyrcu miejscami przekraczających długość 1 m. Kryształy tworzą osobliwe, typowe dla tych utworów zrosty podobne do kontaktowych bliźniaków gipsu o pokroju jaskółczych ogonów, jak dotychczas nie rozpoznane nigdzie indziej w świecie (Bąbel, 1991). Widoczne w Szczyrcu gipsy szklicowe mają budowę masywną i reprezentują subfację masywną. Często widoczne są powierzchnie synsedymentacyjnego rozpuszczania - horyzontalne powierzchnie nieciągłości przecinające kryształy (Fig. 6).

Gipsy szklicowe występują w spągowej części badeńskich gipsów tworząc warstwę o miąższości kilku metrów, korelującą się z przerwami wzdłuż północnego brzegu basenu przedkarpackiego od Czech po okolice Horodenka na Ukrainie (Peryt, 1996; Bąbel, 2005a). Utwory te najprawdopodobniej tworzyły się w tym samym czasie krystalizując wprost na dnie płytkiego basenu na głębokości kilku-kilkunastu metrów. Wielkie zrosty narastały ku górze na podobieństwo szczotki krystalicznej formując zwartą pokrywę na przestrzeni wielu kilometrów. Kryształy znajdowały się stale poniżej pyknokliny (granicy gęstości rozwarstwio-

Fig. 5. Profile gipsów badeńskich w odsłonięciach na Górze Cerkiewnej k. Szczyrca (wg Bąbla 2005a, zmienione i uzupełnione; oznaczenia jednostek litostratygraficznych A i B wg Kubicy, 1992); lokalizacje są opisane cyframi nad profilami i na fig. 4. Objaśnienia: 1-2 – krótkie (1) i długie (2) chaotycznie rozmieszczone proste kryształy gipsu; 3 – rzędy prostych kryształów gipsu, podobne do łanu trawy (murawa selenitowa; ang. *grass-like structure*), narastające na płaskim podłożu lub powierzchniach synsedymentacyjnego rozpuszczania gipsu; 4–5 – proste, radialnie rozmieszczone kryształy gipsu podobne do kęp trawy narastające na kopułowatym (4) lub płaskim podłożu zbudowanym z drobnokrystalicznego gipsu (5); 6 – zgodnie zorientowane zrosty gipsowe o budowie niesegmentowej leżące prawie horyzontalnie; 7 – pionowo wydłużone gigantyczne zrosty gipsu o budowie segmentowej; 8 – zrost gipsu o budowie segmentowej o orientacji prawie horyzontalnej; 9 – horyzontalne powierzchnie synsedymentacyjnego rozpuszczania w obrębie gigantycznych zrostów gipsu z kryształami syntaksjalnie (z lewej) i niesyntaksjalnie (z prawej) rosnącymi na tej powierzchni; 10 – rząd bardzo drobnych (< 2 cm) kryształów gipsu; 11 – drobnoziarnisty (lub podobny do alabastru) gips ze śladami zgipsyfikowanych guzkowatych mat mikrobialnych; 12 – pakiet zgipsyfikowanych guzkowatych mat mikrobialnych; 13 – guzkowata powierzchnia stropowa reprezentująca zgipsyfikowaną matę mikrobialną; 14 – wtórny alabaster o budowie homogenicznej i gruzłowej (ang. *nodular*); 15 – zaokrąglone skupienia wtórnego alabastru (gruzły, sferoidy) zastępującego otaczający osad; 16 – osady ilaste i ilasto-gipsowe





Fig. 6. Gispy szklicowe z horyzontalnymi powierzchniami synsedymentacyjnego rozpuszczania, odsłonięcie 3 na Górze Cerkiewnej k. Szczyrca (patrz fig. 4)

nych solanek) w strefie stałego nasycenia i przesycenia siarczanami wapnia (Bąbel, 2007). Narastały one prawie wyłącznie w sposób syntaksjalny, tj. podczas ich rozwoju bardzo rzadko formowały się nowe osobniki krystaliczne. Długotrwały, nieprzerwany syntaksjalny wzrost doprowadził do powstania wyjątkowo dużych kryształów. Subfacja masywna z powierzchniami rozpuszczania tworzyła się w płytszych częściach basenu, gdzie dno okresowo znajdowało się powyżej pyknokliny w strefie rozcieńczonych, mniej zasolonych wód, zdolnych do rozpuszczania gipsu.

Odkrywki gipsów szklicowych w Szczyrcu to najbliższe Lwowa miejsca, gdzie można zapoznać się z tymi utworami, oraz kryształami gipsu o metrowych rozmiarach, jakie w świecie minerałów nie są często spotykane.

WTÓRNE ALABASTRY

Według Łomnickiego (1881) i Siemiradzkiego (1909) profil gipsów na Górze Cerkiewnej rozpoczynał się idąc od spągu białymi alabastrami o miąższości 8 m, na których leżały pofalowane warstwy grubokrystalicznego selenitowego gipsu o miąższości 4 m. Siemiradzki (1909) zauważył, że kryształy wyglądały podobnie jak na Ponidziu. W gipsach i alabastrach w znacznych ilościach występowała siarka rodzima (Bobrownik & Sieriebrodolskij, 1968).

Opisany początek profilu jest typowy dla wielu odsłonięć gipsów naddniestrzańskich, które z reguły zaczynają się śnieżnobiałymi alabastrami o miąższości kilku metrów, przechodzącymi ku górze w gipsy selenitowe (Peryt, 1996; Bąbel, 2005a). Alabastry te na ogół nie występują wyżej niż tzw. "warstwa c", charakterystyczna przewodnia warstwa drobnokrystalicznego gipsu o miąższości ok. 30 cm stale pojawiająca się w dolnej części profilu gipsów nieco ponad stropem szklicy (Fig. 2, 5). Omawiane alabastry są facją wtórną, diagenetyczną i powstały z dehydratacji-rehydratacji pierwotnego gipsu (Peryt, 1996). Obserwacje wielu profilów sugerują, że proces przeobrażeń na znacznych obszarach północnej części basenu przedkarpackiego objął całą spągową warstwę gipsów szklicowych. Front tych przeobrażeń biegnie mniej więcej wzdłuż stropu szklicy, która nie jest wówczas zachowana. W innych miejscach przeobrażenia objęły cały lub prawie cały profil.

Na Górze Cerkiewnej szklica odsłania się w kilku miejscach, odkrywka zaś na zachodnim zboczu (nr 3 na Fig. 2 i 5) świadczy o wyjątkowo dużej ich miąższości mogącej przekraczać 7 m, co jest jedną z największych miąższości tych gipsów notowanych w odsłonięciach i wierceniach (Bąbel, 2005a; Kubica, 1992). Duża miąższość może być jednym z powodów, dzięki któremu gipsy te nie uległy tu całkowitemu przeobrażeniu w anhydryt (wtórny alabaster).

W odkrywkach można zaobserwować różne formy zastępowania wielkokrystalicznego pierwotnego gipsu przez wtórny alabaster, który ewidentnie występuje w miejscu zajętym poprzednio przez szklicę. Widoczne są duże, miej-



Fig. 7. Gruzłowe formy wtórnego alabastru, Góra Cerkiewna, poniżej cmentarza



Fig. 8. Zastępowanie gipsu szklicowego przez wtórny biały alabaster wzdłuż subkryształów i granic między kryształami, Góra Cerkiewna, poniżej cmentarza



Fig. 9. Relikty wielkich kryształów (ciemne) tkwiące w obrębie wtórnego białego alabastru, Góra Cerkiewna, poniżej cmentarza. Obuch młotka u góry jako skala

scami decymetrowe sferyczne i półsferyczne formy gruzłowe, lub ich grupy o zlewających się granicach, tkwiące w pierwotnym gipsie (Fig. 7). Pojawiają się także żyłowe formy alabastru często biegnące wzdłuż granic między dużymi kryształami lub subkryształami (odrębnymi częściami, z których są zbudowane wielkie kryształy, Fig. 8). Można przypuszczać, że w tym przypadku, przy dalszym postępie dehydratacji (a następnie rehydratacji), wtórny alabaster przyjmie zapewne wydłużoną formę odzwierciedlającą kształt pierwotnego kryształu lub subkryształu gipsu (patrz Peryt, 1996, fig. 18). Fragmenty dużych kryształów gipsu często tkwią w obrębie alabastru w postaci rozproszonych większych lub mniejszych ostańców (Fig. 9). Widoczny jest również biegnący skośnie do warstwowania front przeobrażeń, które objęły prawie całą warstwę gipsu szklicowego. Granica białego alabastru z ciemnymi kryształami gipsu jest ostra i wyraźna. Alabaster, który całkowicie zastąpił selenity, przeważnie nigdzie nie zachowuje ich tekstur, które ulegają diagenetycznemu zanikowi. Enigmatyczne ślady, zarysy kształtów pierwotnych kryształów gipsu są w alabastrze dostrzegalne jedynie sporadycznie. Makroskopowo, alabaster posiada własne odrębne tekstury, które można ogólnie nazwać gruzłowo-plamistymi (Fig. 7). Widoczne w odkrywkach tekstury są nie tyko efektem zastępowania gipsu przez anhydryt, ale także przeobrażenia anhydrytu w gips. Uwadnianie anhydrytu i krystalizacja wtórnego gipsu dodatkowo zaciera pierwotne cechy osadu.

Ze względu na wyrazistość i opisaną budowę strefa przejścia selenitów w alabastry na Górze Cerkiewnej doskonale ilustruje wtórny charakter tych drugich utworów, jak również proces zacierania pierwotnych struktur osadu gipsowego wskutek dehydratacji i rehydratacji.

PUNKT 2

KAMIENIOŁOM W SZCZYRCU. GIPSY BADEŃSKIE I UTWORY NADGIPSOWE Prowadzący: Adrian Jarzyna, Andrij Bogucki & Olena Tomeniuk

Czynny kamieniołom gipsów znajduje się na północnym skłonie Góry Cerkiewnej (Fig. 4) . Odsłaniają się tu badeńskie gipsy oraz stanowiące nadkład złoża badeńskie wapienie, margle i iły przykryte czwartorzędowymi lessami.

GIPSY

Profil gipsów ma ok. 20 m miąższości i reprezentuje jednostkę allochtoniczną (Fig. 10). W jej obrębie w dolnej części występują gipsy selenitowe stanowiące wkładkę o miąższości 1,8 m w obrębie gipsów allochtonicznych widoczną w najniższej części profilu; leżące poniżej utwory nie są obecnie odsłonięte (Fig. 2). Gipsy te są nazywane górnymi selenitami i są jednostką, która koreluje się na znacznym obszarze wzdłuż północnego obrzeżenia basenu ewaporacyjnego (Peryt, 1996, 2001; Bąbel, 2005a, 2007).

Charakterystyczną cechą tych selenitów jest występowanie stałej, powtarzającej się sekwencji lateralnie ciągłych 3 warstw o charakterystycznym wykształceniu teksturalnym i krystalograficznym. Sekwencja ta przypomina skrajnie zredukowaną miąższościowo sekwencję facjalną w niżej leżącej jednostce autochtonicznej (począwszy od gipsów szklicowych do szablastych) i reprezentuje podobne środowiska sedymentacji – umiarkowanie głębokie panwie i płycizny ewaporacyjne (Bąbel, 2005a). Szczególnie dobrze widoczna jest tu facja gipsów szablastych (Fig. 11). Facja ta charakteryzuje się występowaniem długich (od kilku do kilkudziesięciu centymetrów), wąskich, zakrzywionych kryształów przypominających szable, od których pochodzi nazwa tej facji nadana w Ukrainie (patrz Bąbel, 2016). W omawianej facji w Szczyrcu występują wachlarzowate agregaty zrośniętych ze sobą u podstawy rozczepiających się kryształów szablastych (Fig. 11). Miejscami pojawiają się skupienia takich kryształów pogrzęźnięte w niżej leżącym warstwowanym osadzie gipsowo-ilastym tworzące tzw. selenitowe stożki zalążkowe (ang. selenite nucleation cones) - efekt grzęźnięcia rosnących kryształów gipsu w miękkim podłożu pod wpływem swojego ciężaru (Fig. 12; Peryt, 1996).

Wyżej leżąca część profilu to gipsy klastyczne, zbudowane głównie z mikro- i drobnokrystalicznego gipsu oraz brekcji. Występują tu charakterystyczne dla jednostki allochtonicznej gipsy płasko i faliście laminowane (rzadko wyraźnie, częściej niewyraźnie) lub smugowane. Pojawiają się również bardziej homogeniczne, zbite osady zbudowane z drobnoziarnistego gipsu niewyraźnie warstwowanego, z deformacjami i licznymi skomplikowanymi zaburzeniami śródwarstwowymi. W środkowej części profilu występują brekcje zbudowane zarówno z zaokrąglonych, jak i kanciastych fragmentów osadu rozdrobnionego *in situ* (Fig. 13) Peryt (1996) zilustrował wielkoskalowe warstwowania przekątne w gipsach klastycznych Szczyrca.

Pierwotne budowa osadów omawianej części profilu jest przeważnie silnie zatarta przez późniejsze procesy diagenetyczno-wietrzeniowe (w tym przede wszystkim przeobrażenia gipsu w anhydryt i anhydrytu w gips), jak również tektoniczne i krasowe. W gipsach występują liczne uskoki i nieregularne spękania, często obserwuje się także leje krasowe.

W profilu gipsów występują cienkie przewarstwienia iłów. Wkładki iłu o miąższości do 10-20 cm znajdujące się w najwyższej części gipsów, w interwale o miąższości 10 m, były badane przez Piszwanową (1963). Iły te zawierały drobną faunę i mikrofaunę: małżoraczki, ślimaki i otwornice, a także otolity. Otwornice były pokrewne faunie badeńskiej z okresu po ewaporacji, tj. występującej w badeńskich osadach morskich ponad ewaporatami. Pojawianie się fauny morskiej w przewarstwieniach ilastych w gipsach było notowane z innych obszarów basenu ewaporacyjnego (np. Kubica, 1992), ostatnio zaś zostało opisane z okolic Babczyna w Polsce (Peryt i in., 2019). Utwory te reprezentują zapewne krótkotrwałe zalewy morskie wkraczające w obręb basenu ewaporacyjnego typu saliny, poprzedzające wielką transgresję, która zakończyła depozycję ewaporatów na tym obszarze (Peryt i in., 2019).

W kamieniołomie w Szczyrcu, w postaci rozproszonych w gipsie reliktowych ziaren udokumentowano anhydryt, który nie uległ uwodnieniu i stanowił miejscami do 10% masy skały (Kropaczewa, 1970). Dziś anhydryt ten ulega współczesnemu ekspansywnemu uwodnieniu. Wskutek przyrostu objętości wywołanego krystalizacją wtórnego gipsu na blokach skalnych i ścianach odsłonięć powstają charakterystyczne ekstensyjne spękania i szczeliny (Fig. 14). Kryształy anhydrytu (lub gipsowe pseudomorfozy po anhydrycie) występują w rozproszeniu w obrębie klastycznego gipsu, jako nieregularne skupienia o zatartych niewyraźnych granicach przeważnie wydłużone wzdłuż warstwowania, albo jako mniej lub bardziej sferyczne formy gruzłowe o ostrych granicach (ang. nodular anhydrite, nodular gypsum), odróżniające się od otaczającego szarego lub żółtego gipsu klastycznego jasną śnieżnobiałą barwą (Fig. 15). Formy te przeważnie zastępują otaczający pierwotny osad gipsowy, jak również wykazują cechy wypierania, odpychania tego osadu na zewnątrz strefy na-



Fig. 10. Profil gipsów w kamieniołomie w Szczyrcu (wg Bąbla, 2005a, zmienione i uzupełnione; oznaczenia jednostek litostratygraficznych wg Kubicy, 1992). Objaśnienia:

1-7 – selenitowe składniki osadu; 1 – proste, krótkie kryształy chaotycznie rozmieszczone; 2 – rzędy prostych kryształów podobne do trawy (murawa selenitowa; ang. *grass-like structure*) narastające na płaskim podłożu lub powierzchniach synsedymentacyjnego rozpuszczania gipsu; 3 – rzędy drobnych kryształów selenitu narastające na kopułowatym podłożu zbudowanym z drobnokrystalicznego gipsu; 4 – proste, klinowate kryształy podobne do tworzących zrosty w gipsach szklicowych; 5-6 – zakrzywione kryształy szablaste i agregaty rozszczepionych kryształów szablastych zorientowane prostopadle (5) i skośnie do warstwowania (6); 7 – porfiroblasty gipsu i ich skupienia;

8-18 – gips mikro- i drobnokrystaliczny, w tym gips mikrobialitowy i alabastrowy; 8 – homogeniczny lub prawie homogeniczny gips drobnokrystaliczny, w tym alabaster (=gips zwięzły, masywny o białej barwie), 9 – gips mikro- i drobnokrystaliczny smugowany, plamisty lub z reliktową laminacją (patrz Kwiatkowski, 1972); 10 – drobnoziarnisty (lub podobny do alabastru) gips ze śladami zgipsyfikowanych guzkowatych mat mikrobialnych; 11 – faliście laminowany gips reprezentujący pakiet zgipsyfikowanych kopułowatych mat mikrobialnych; 12 – gips płasko laminowany; 13-14 – mikro- i drobnokrystaliczny gips z zatartą płaską (13) i falistą laminacją (14); 15 – faliście laminowany gips ze strukturami deformacyjnymi miękkiego osadu (ang. *soft sediment deformation structures*); 16-17 – brekcje o matriksie podobnym do alabastru, z zaokrąglonymi klastami homogenicznego gipsu (16), i z domieszką zaokrąglonych klastów laminowanego gipsu (17), (patrz Kwiatkowski, 1972); 18 – zaokrąglone skupienia wtórnego alabastru (gruzły, sferoidy) zastępującego i miejscami wypierającego otaczający osad;

19-36 – inne składniki i cechy osadu; 19 – kopuły zbudowane z rzędów kryształów gipsu (muraw selenitowych) i warstw drobnokrystaliczego gipsu interpretowane jako utwory selenitowo-mikrobialitowe; 20 – selenitowe stożki zalążkowe zbudowane z kryształów szablastych; 21 – osady ilaste i ilasto-gipsowe; 22-23 – gips o wykształceniu cukrowatym (22) lub piaskowiec gipsowy (23); 24 – charakterystyczne kryształy selenitu podobne morfologicznie do tworzących zrosty w gipsach szklicowych (patrz Bąbel, 2005a); 25 – kryształy szablaste przełamane kompakcyjnie; 26 – horyzontalne żyły włóknistego gipsu; 27 – drobne (< 5 cm) agregaty soczewkowatych kryształów gipsu podobne do "róż pustyni"; 28 – wkładki iłu (z prawej) i ił płasko laminowany (z lewej); 29 – pomarańczowy materiał pylasty lub pylasto-ilasty interpretowany jako piroklastyczny lub eoliczny; 30 – węglan wapnia w formie lamin lub inkrustacji spągu warstw gipsowych; 31 – ślady drobnych (< 2 mm) listewkowatych kryształów anhydrytu; 32 – drobne (< 5 cm) gruzłowe skupienia siarki rodzimej; 33 – szczątki cienkoskorupowych ślimaków lub małżów; 34 – szczątki roślin; 35 – fałd osuwiskowy i/lub związany z deformacjami miękkiego osadu; 36 – niewidoczna część profilu, 37 – dobrze widoczna powierzchnia stropu gipsów.

rastającego anhydrytu/gipsu. Miejscami można zaobserwować ślady po drobnych rozproszonych listewkowatych kryształach anhydrytu o rozmiarach do 2 mm. Niektóre gruzły alabastrowe mają prawie idealną kulistą budowę i charakterystyczną dla tego typu utworów groniastą powierzchnię zewnętrzną. Takie megasferoidy alabastrowe posiadają duże walory estetyczne i bywają używane do ozdabiania posesji przez miejscową ludność (Fig. 16).

W kamieniołomie występują również gipsy włókniste (ang. satin spar) w formie horyzontalnych żył (ang. fibrous gypsum veins) w rosyjskojęzycznej, lokalnej literaturze tradycyjnie nazywane selenitami, odmiennie niż w literaturze anglojęzycznej. W obrębie gipsów pojawiają się często cienkie przewarstwienia, żyły oraz nieregularne skupienia drobnokrystalicznego kalcytu (wapienie) zarówno o ostrych, jak i rozmytych granicach zewnętrznych. Mają one wyraźnie wtórny charakter i w większości powstały wskutek zastępowania gipsu.

W gipsach rejonu Szczyrca wstępuje siarka rodzima zarówno skryto-, jak i jawnokrystaliczna. Wypełnia ona nieregularnie rozmieszczone kawerny i spękania. W kamieniołomie w Szczyrcu siarkę rodzimą obserwowano w górnej części profilu gipsów, gdzie miejscami jej zawartość w skale wynosiła 5-15% (Bobrownik & Sieriebrodolskij, 1968). Minerał ten ulega szybko wietrzeniu, dając wtórny gips (Bobrownik & Sieriebrodolskij, 1968).

WAPIENIE

Ponad gipsami leżą wapienie o miąższości do 1,5 m - częściowo masywne, częściowo porowate, tworzące faliste warstwy biegnące zgodnie z przebiegiem stropu gipsów lub wydłużone soczewkowate płaskury lub gruzły leżące w marglistych iłach. Warstwy wapieni dostosowują się do zagłębień i nierówności w stropie gipsów. Grubieją one w stronę zagłębień w stropie gipsów i zapadają w głąb lejów krasowych układając się współkształtnie do ich ścian, stanowiąc ich wypełnienia. W zagłębieniach i lejach krasowych miąższość wapieni i iłów marglistych jest największa, natomiast poza lejami - maleje. Miejscami wapienie zanikają (Tkaczuk i in., 1958; Gorieckij, 1964, w: Wenglinskij & Gorieckij, 1979, s. 59). Wapienie wraz z iłami wyrównują nierówności podłoża – ich stropowe i wyżej leżące warstwy są płasko warstwowane. Wapienie to madstony oraz wakstony i pakstony peloidowe z intraklastami (Peryt & Peryt, 1994; Peryt i in., 2014). W stropowej części wapieni zdarzają się szczątki flory, w przewarstwieniach zaś marglistych występują dostrzegalne makroskopowo mikroskamieniałości. W dolnej części wapieni na kontakcie



Fig. 11. Gipsy szablaste, kamieniołom w Szczyrcu. Zauważ złamania kompakcyjne w krysztale na prawo od młotka



Fig. 12. Guzowate wypukłości spągu gipsów szablastych poniżej selenitowych stożków zalążkowych, kamieniołom w Szczyrcu



Fig. 13. Brekcje gipsowe, kamieniołom w Szczyrcu



Fig. 14. Charakterystyczne spękania ekstensyjne wywołane ekspansyjnym uwodnieniem wietrzejącego anhydrytu, kamieniołom w Szczyrcu



Fig. 15. Megasferoidalna forma wtórnego alabastru tkwiąca w drobnoziarnistym gipsie. Zauważ białe żyły włóknistego gipsu ponad formą, kamieniołom w Szczyrcu



Fig. 16. Ozdobny megasferoid alabastrowy przy wejściu na posesję w miejscowości Piski

z gipsami pojawiają się sferyczne skupienia siarki rodzimej o rozmiarach do kilku centymetrów (M.B., obserwacje ok. 1996 r.).

Utwory te są zaliczane do tzw. wapieni ratyńskich (Peryt & Peryt 1994 i Peryt i in., 2012, z literaturą). Termin wapienie ratyńskie wprowadzony przez Łomnickiego (1897) jest obecnie używany w wielu znaczeniach. W najszerszym ujęciu obejmuje on różnorodną genetycznie grupę wapieni związanych z badeńskimi ewaporatami. W jej obrębie można wyróżnić wtórne siarkonośne wapienie metasomatyczne (pogipsowe) oraz pierwotne sedymentacyjne pelitowe wapienie o genezie chemicznej – ewaporatowej. W obrębie tej drugiej grupy można wyodrębnić fację wapieni pochodzenia morskiego charakteryzującą się występowaniem fauny morskiej (Peryt & Peryt 1994; Peryt i in., 2012).

Wapieniom ze Szczyrca przypisywano różną genezę. Zdaniem Kołtuna (1966) wapienie z siarką leżące w stropie gipsów w Szczyrcu mają metasomatyczną genezę i utworzyły się wskutek zastępowania gipsów. Występują w nich fragmenty kryształów gipsu (Peryt & Peryt, 1994). Bobrownik & Sieriebrodolskij (1968) stwierdzili, że osiarkowane wapienie o miąższości 1,5 m leżące w stropie gipsów w kamieniołomie w Szczyrcu prawie nie różnią się od wapieni siarkonośnych występujących w przedkarpackich złożach siarki rodzimej. W Szczyrcu siarka rodzima występowała w kawernach w towarzystwie wtórnego kalcytu i celestynu w ilościach osiągających 20-25%. Warto zwrócić uwagę, że na zachód od Szczyrca, a także w bezpośrednim sąsiedztwie kamieniołomu, wykartowano duże i liczne wychodnie związanych z gipsami wapieni świadczące o ich znacznym rozprzestrzenieniu i miąższości (Teisseyre, 1894-1895).

Zdaniem Friedberga (1912a, b) omawiane utwory wapienne i im towarzyszące iły leżą w Szczyrcu niezgodnie na gipsach i reprezentują osady morskiej transgresji nazwanej przez tego autora "transgresją na gipsach". Natomiast Czarnocki (1935) nie widział tu świadectw niezgodności i uważał, że "anormalny kontakt między temi warstwami spowodowany został procesem podziemnego ługowania gipsów, a nie rzekomą niezgodnością" (Czarnocki, 1935, s. 131). Wielu późniejszych i obecnych geologów uważa, że depozycja gipsów na obrzeżeniu basenu zakończyła się wynurzeniem i erozją, które poprzedziły następującą depozycję wapieni ratyńskich, które są pochodzenia morskiego (np. Gerasimov i in., 2010). Skład izotopowy węgla i tlenu w węglanie wapnia z omawianych wapieni ze Szczyrca (Peryt & Peryt, 1994; Peryt i in., 2012) mieści się w zakresach wskazujących na zarówno ich morską genezę (wartości δ^{18} O od –3 do 1‰, wartości δ^{13} C ok. –9‰), jak i pochodzenie diagenetyczne (wartości δ^{18} O od –5 do –1‰, wartości δ^{13} C od ok. –15,5 do –13,5‰) (Peryt i in. 2014). Taka złożona sedymentacyjno-diagenetyczna geneza tych utworów wydaje się najbardziej prawdopodobna.

OSADY ILASTO-MARGLISTE I PIROKLASTYCZNE

Leżące ponad opisanymi wapieniami osady ilasto-margliste o miąższości ponad 5 m reprezentują jednostkę stratygraficzną zwaną "switą" lub formacją kosowską (Wenglinskij & Gorieckij 1979, Andreyeva-Grigorovich i in., 1997, 2008; Gerasimov i in., 2010). W tej części profilu wielokrotnie notowano występowanie charakterystycznego przegrzebka Palliolum bittneri (Toula) (=Palliolum elini (Zhizhchenko), patrz Studencka, 1999, 2015), opisywanego również jako "Chlamys (Palliolum) elini", "Pecten elini", lub "Similipecten elini" (patrz Kazakowa, 1952; Burowa i Guridow, 1963; Śliwiński i in., 2012), występującego często i masowo w utworach badeńskich bezpośrednio ponad gipsami, np. w tzw. warstwach pektenowych (pektenowo-spirialisowych) w Polsce. Kudrin (1966) opisał warstwy badeńskie leżące wprost na wapieniach ratyńskich w Szczyrcu jako fację piaszczystych iłów z Palliolum bittneri (Toula) i "Chlamys" galiciana Favre, oraz ilastych piasków z Flexopecten lilli Pusch (taksonomia uaktualniona wg Studenckiej, 1999). W utworach tych występują bogate zespoły otwornic (Kudrin, 1966; Peryt i in., 2014). Otwornice i cysty bruzdnic wskazują na pełnomorski charakter tych utworów, głębokość basenu około 50 m, i normalne warunki zasolenia (Peryt i in., 2014). Morski charakter omawianych utworów potwierdzają przegrzebki oraz znalezisko kolców jeżowców - zwierząt, które żyją wyłącznie w środowisku morskim (Piszwanowa w: Tkaczuk i in., 1958). Omawiane utwory reprezentują utrwalenie się warunków pełnomorskich w basenie przedkarpackim po badeńskim kryzysie zasolenia.

W 6 m miąższości profilu osadów leżących ponad tymi wapieniami lub leżącymi bezpośrednio na gipsach Tkaczuk i in. (1958) rozpoznali liczne warstewki tufitów. Cztery najgrubsze warstwy miały miąższość od 2 cm do 10-15 cm (warstwa o miąższości 15 cm występowała w stropie gipsów i wapieni). Tufity miały charakterystyczną biało-żółtą barwę z rdzawymi plamami, miejscami zaś były niebieskawo-szare. Materiał piroklastyczny składał się głównie ze szkliwa wulkanicznego z niewielką domieszką krystaloklastów plagioklazów (oba składniki były zastępowane przez kalcyt) i kwarcu, oraz minerałów akcesorycznych. Skład chemiczny tufitów sugerował, że materiał piroklastyczny był zbliżony do andezytów. Według nowszych obserwacji (Peryt i in., 2014) w profilu występują dwie grube warstwy tufitu, jedna o miąższości 20 cm ok. 1,5 m nad stropem wapieni, druga o miąższości 35 cm 5 m powyżej stropu wapieni. Jedna z warstewek tufitowych w tym profilu, o miąższości 2 cm, położona ok. 2,5 m ponad stropem gipsów zawierała szkliwo wulkaniczne, które zostało wydatowane radiometrycznie metodą ⁴⁰Ar/³⁹Ar na 13,19 ± 0,14 milionów lat (Nejbert i in., 2012). Data ta reprezentuje czas depozycji opisanej warstwy, a zatem również omawianych nadewaporatowych utworów morskiego badenu w rejonie Szczyrca. Datowanie radiometryczne umożliwia regionalne i ponadregionalne korelacje stratygraficzne profilu Szczyrca, także z obszarami poza Paratetydą.

PODSUMOWANIE

Bogactwo problematyki związanej z miocenem oraz badeńskimi ewaporatami okolic Szczyrca czyni ten obszar wyjątkowo cennym i interesującym poligonem badawczym. Rejon Szczyrca ma duże tradycje w badaniach geologicznych, jest poznany stosunkowo dokładnie, a także dysponuje znaczącym potencjałem dla prowadzenia dalszych prac naukowych dla poznania geologii regionu przedkarpackiego.

Badania częściowo finansowane ze środków Narodowego Centrum Nauki, decyzja nr DEC-2012/05/B/ ST10/00918.

LITERATURA

- ANDREYEVA-GRIGOROVICH A.S., KULCHYTSKY Y.O., GRU-ZMAN A.D., LOZYNYAK P.Y., PETRASHKEVICH M.I., POR-TNYAGINA L.O., IVANINA A.V., SMIRNOV S.E., TROFI-MOVICH N.A., SAVITSKAYA N.A., SHVAREVA N.J., 1997 Regional stratigraphic scheme of Neogene formations of the central Paratethys in the Ukraine. *Geologica Carpathica*, 48: 123–136.
- ANDREYEVA-GRIGOROVICH A.S., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A., OSZCZYPKO-CLOWES M., SAVITSKAYA N., TROFI-MOVICZ N., 2008 – New data on the stratigraphy of the folded Miocene Zone at the front of the Ukrainian Outer Carpathians. *Acta Geologica Polonica*, 58: 325–353.
- BABEL M., 1991 Crystallography and genesis of the giant intergrowths of gypsum from the Miocene evaporites of Poland. *Archiwum Mineralogiczne*, 44 [tom za 1990 r.] (2): 103-135.
- BABEL M., 2004 Badenian evaporite basin of the northern Carpathian Foredeep as a drawdown salina basin. *Acta Geologica Polonica*, 54: 313–337.
- BABEL M., 2005a Event stratigraphy of the Badenian selenite evaporites (Middle Miocene) of the northern Carpathian Foredeep. *Acta Geologica Polonica*, 55: 9–29, with On-Line Appendix.
- BABEL M., 2005b Selenite-gypsum microbialite facies and sedimentary evolution of the Badenian evaporite basin of the northern Carpathian Foredeep. *Acta Geologica Polonica*, 55: 187-210.
- BABEL M., 2007 Depositional environments of a salinatype evaporite basin recorded in the Badenian gypsum facies in northern Carpathian Foredeep. *Geological Society Special Publications*, 285: 107-142.
- BĄBEL M., 2016 Gipsy mioceńskie. W: D. Olszewska-Nejbert, A. Filipek, M. Bąbel, A. Wysocka (red.), *Granice sedymentologii*, 6 Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS 6, Materiały konferencyjne: Przewodnik sesji terenowych, Streszczenia referatów i posterów, Materiały

do warsztatów, 28.06.–01.07.2016 Chęciny – Rzepka. Instytut Geologii Podstawowej Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, Centrum Poligrafii Sp. z o. o., Warszawa, 54–59.

- BĄBEL M., BOGUCKI A., JACYSZYN A., ŁUGOWSKI D., OL-SZEWSKA-NEJBERT D., NEJBERT K., JARZYNA A., BER-MES A., PRZYBYLIK G., TOMENIUK O., 2017 Stanowisko wietrzejących anhydrytów w Piskach Część I. Ogólna charakterystyka. W: M. Bąbel, D. Olszewska-Nejbert, K. Nejbert, J. Kotowski (red.), *Wietrzenie skał gipsowych i anhydrytowych*. Polsko–Ukraińskie Seminarium Naukowe, 19–21.01.2017, Warszawa Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego. Instytut Geologii Podstawowej Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, 18–22.
- BĄBEL M., JARZYNA A., ŁUGOWSKI D., VLADI F., BOGUCKI
 A., YATSYSHYN A., NEJBERT K., OLSZEWSKA-NEJBERT D., KOTOWSKI J., KREMER B., TOMENIUK O., 2018 – The hydration caves as a unique geological heritage. W: E.
 Głowniak, A. Wasiłowska, P. Leonowicz (red.), *Geoheritage and Conservation: Modern Approaches and Applications Towards the 2030 Agenda*. 9th ProGEO Symposium, Chęciny, Poland, 25–28th June 2018. Programme and Abstract Book. Faculty of Geology, University of Warsaw, 65–66.
- BOBROWNIK D.P., SIERIEBRODOLSKIJ B.I., 1968 K minierałogii gipsa iz okriestnostiej Szczirca (Pridniestowje). *Minierałogiczeskij Sbornik*, 22 (1): 83–85 (po rosyjsku).
- BOHUCKYJ A., WOLOSZYN P., JACYSZYN A., TOMENIUK O., KNYSZ I., 2017 – Rel'jef, heolohiczna budowa i hidroheolohiczni osoblywosti okolyc' hipsowoho karjeru w s. Pisky poblyzu Szczyrcja. W: M. Bąbel, D. Olszewska--Nejbert, K. Nejbert, J. Kotowski (red.), Wietrzenie skał gipsowych i anhydrytowych. Polsko-Ukraińskie Seminarium Naukowe, 19-21.01.2017. Instytut Geologii Podstawowej WG UW, Warszawa, 38–46 (po ukraińsku).
- BUROWA M.I., GURIDOW A.I., 1963 Nowyje dannyje o Pecten elini Zhizh. i jego znaczienije dlia stratigrafii miocena zapadnych obłastiej Ukrainy. *Trudy Ukrainskogo Nauczno-Issliedowatielskogo i Gieołogorazwiedocznogo Instituta (UkrNIGRI)*, 6: 159–168 (po rosyjsku).
- CYS P.M., 1962 *Heomorfolohija URSR*. Wydawnyctwo L'wiws'koho Uniwersitetu, L'wiw, 1–224 (po ukraińsku).
- CZARNOCKI S., 1935 O ważniejszych zagadnieniach stratygrafji i paleogeografji polskiego tortonu. *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, 8 (2): 99–206.
- CZYŻEWSKI J., 1925 Podział Opola na podstawie wysokości względnych. W: Pokłosie Geograficzne. Zbiór Prac Poświęconych Eugeniuszowi Romerowi przez Jego Uczniów i przez Książnicę-Atlas. Książnica-Atlas, Lwów--Warszawa, 1–14.
- FRIEDBERG W., 1910 Miocän in Szczerzec bei Lemberg. Jahrbuch der Kaiserlich Königlichen Geologischen Reichsanstalt, 60: 163–178.

- FRIEDBERG W., 1912a Kilka spostrzeżeń w zakresie formacyi mioceńskiej Galicyi. Kosmos, 37 (1-3): 96–108.
- FRIEDBERG W., 1912b Utwory mioceńskie w Europie i próby podziału tych utworów Polski - Część 2. Kosmos, 37 (4-6): 311–367.
- GERASIMOV L.S., MAKAROVA I.V., CHALIY S.V., PLOTNIKOV
 A.A., GERASIMOVA I.I., POLKUNOVA G.V., EVTUSHKO
 T.L., 2010 The State Geological Map of Ukraine in the scale 1:200 000, map sheets M-34-XXIII (Pshemysl) and M-34-XXIV (Drogobych). Carpathian Series. Explanatory Notes. State Committee of Natural Resources of Ukraine, NJSC "Nadra Ukrainy", SE "Zakhiukrgeologiya", Lvivska Geological Research Institute, Kyiv, 1–140 (translated by B.I. Malyuk from Ukrainian edition, 2005).
- HILBER V., 1882a Geologische Studien in den Gebiet den ostgalizischen Miocän-Gebieten. Jahrbuch der Kaiserlich Königlichen Geologischen Reichsanstalt, 32 (2): 193–329.
- HILBER V., 1882b Neue und wenig bekannte Conchylien aus dem ostgalizischen Miocän. Abhandlungen der Kaiserlich Königlichen Geologischen Reichsanstalt, 7 (6): 1–33.
- JARZYNA A., 2016 Trójwymiarowa mapa geologiczna okolic Szczerca koło Lwowa. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 466: 103–114.
- KAZAKOWA W.P., 1952 Stratigrafija i fauna plastinczatożabiernych molluskow sriedniemiocenowych otłożienij Opolja. W: Trudy Moskowskogo Gieołogo-Razwiedocznogo Instituta im. S. Ordżonikidze, 27, Matieriały po biostratigrafii zapadnych obłastiej Ukrainskoj SSR. Gosudarstwiennoje Izdatielstwo Gieołogiczeskoj Litieratury, Moskwa, 171–311 (po rosyjsku).
- KASPRZYK A., 1995 Gypsum–to–anhydrite transition in the Miocene of southern Poland. *Journal of Sedimentary Research*, A65: 348–357.
- KASPRZYK A., ORTÍ F., 1998 Palaeogeographic and burial controls on anhydrite genesis: the Badenian basin in the Carpathian Foredeep (southern Poland, western Ukraine). Sedimentology, 45: 889–907.
- KOŁTUN W.I., 1966 O gieniezisie siermych miestorożdienij Priedkarpatja po litołogiczeskim danym. W: W.I. Kołtun (red.), *Gieołogija i Gieochimija Siernych Miestorożdienij Priedkarpatja*. Naukowa Dumka, Kijów, 12–20 (po rosyjsku).
- KROPACZEWA S.K., 1970 O wzaimootnoszenii gipsa i angidrita w wierchnietortonskich chiemogiennych otłożenijach Predkarpatja. Woprosy Minierałogii Osadocznych Obrazowanii, 8: 27–34 (po rosyjsku).
- KROPACZEWA S.K., 1972 Prociessy diegidratacii gipsa w wierchnietortonskich chiemogiennych otłożenijach Priedkarpatja. *Dokłady Akademii Nauk SSSR*, 202: 1181–1184 (po rosyjsku).

- KUBICA B., 1992 Rozwój litofacjalny osadów chemicznych badenu w północnej części zapadliska przedkarpackiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 133.
- KUDRIN Ł.N., 1966 Stratigrafija, facji i ekołogiczeskij analiz fauny palieogenowych i nieogienowych otłożenij Priedkarpatja. Izdatielstwo Lwowskowo Uniwiersitieta, Lwow, 1–175 (po rosyjsku).
- KWIATKOWSKI S., 1972 Sedymentacja gipsów mioceńskich południowej Polski. Prace Muzeum Ziemi, 19: 3–94.
- ŁOMNICKI M., 1881 Formacyja gipsu na zachodnio-południowéj krawędzi płaskowzgórza Podolskiego. *Kosmos*, 6: 174–201.
- ŁOMNICKI A.M., 1897 Atlas Geologiczny Galicyi. Tekst do zeszytu 10. Część I. Geologia Lwowa i okolicy. Wydawnictwo Komisyi Fizyograficznej Akademii Umiejętności, Kraków, 1-208.
- MUCHA B., BĄBEL M., BOGUCKI A., BERMES A., YATSYSHYN A., ŁUGOWSKI D., KOTOWSKI J., 2016 Microclimatic conditions of the gypsum–anhydrite domes formation in the Pisky quarry near Schyrets'. *Visnyk of the Lviv University, Ser. Geography*, 49 (volume for 2015 year): 230–238 (po ukraińsku).
- NEJBERT K., ŚLIWIŃSKI M.G., BENOWITZ J., LAYER P., YAT-SYSHYN A., TOMENIUK O., OLSZEWSKA-NEJBERT D., BĄBEL M., 2012 – ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of late Badenian pyroclastic deposits from Schyrets' (near Lviv, Ukraine) and its stratigraphic significance. W: Š. Józsa, D. Reháková, R. Vojtko (red.), *Environmental, Structural and Stratigraphical Evolution of the Western Carpathians*. Materiały konferencyjne, 06-07.12.2012, Bratysława, s. 33.
- PAZDRO Z., 1953 Jednostki tektoniczne w budowie Opola Małego i fazy ich rozwoju. Instytut Geologiczny, Biuletyn do użytku służbowego (bez numeru). Wyd. Geol., Warszawa, 1–114.
- PERYT D., GEDL P., PERYT T.M., 2014 Foraminiferal and palynological records of the Late Badenian (Middle Miocene) transgression in Podolia (Shchyrets near Lviv, western Ukraine). *Geological Quarterly*, 58: 445–464.
- PERYT D., GEDL P., PERYT T.M., 2019 Evidence of marine transgression during deposition of upper part of Badenian gypsum in SE Poland: micropalaeontological record. W: B. Studencka (red.), 8th International Workshop, Neogene of Central and South-Eastern Europe, *Abstract Volume, Field Trip Guidebook*, 27-31 May, 2019, Chęciny, Poland. University of Warsaw, Faculty of Geology, Institute of Geology, Warsaw, 38–40.
- PERYT T.M., 1996 Sedimentology of Badenian (middle Miocene) gypsum in eastern Galicia, Podolia and Bu-kovina (West Ukraine). *Sedimentology*, 43: 571–588.
- PERYT T.M., 2001 Gypsum facies transitions in basinalmarginal evaporites: middle Miocene (Badenian) of west Ukraine. *Sedimentology*, 48: 1103–1119.

- PERYT T.M., 2006 The beginning, development and termination of the Middle Miocene Badenian salinity crisis in Central Paratethys. *Sedimentary Geology*, 188-189: 379–396.
- PERYT T.M., DURAKIEWICZ T., PERYT D., POBEREZHSKYY A., 2012 – Carbon and oxygen isotopic composition of the Middle Miocene Badenian gypsum-associated limestones of West Ukraine. *Geologica Acta*, 10: 319–332.
- PERYT T.M., PERYT D., 1994 Badenian (Middle Miocene) Ratyn Limestone in western Ukraine and northern Moldavia: microfacies, calcareous nannoplankton and isotope geochemistry. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 42: 127–136.
- PISZWANOWA L.S., 1963 Stratigraficzeskoje znaczenije foraminifier dla razczlenienija tortonskich otłożenij na jugo-zapadnom okonczanii Russkoj płatformy. Trudy Ukrainskogo Nauczno-Issliedowatielskogo i Gieołogorazwiedocznogo Instituta (UkrNIGRI), 5: 275–291 (po rosyjsku).
- POBEREZHSKY A.V., JASIONOWSKI M., 1999 Gypsum section at Pisky. W: International Symposium, Evaporates and Carbonate-evaporate Transitions, September 10-13.1999, Lviv, Ukraine, Field trips guidebook, 19–22.
- RADWAŃSKI A., WYSOCKA A., GÓRKA M., 2012 Miocene burrows of the Ghost Crab Ocypode and their environmental significance (Mykolaiv Sands, Fore-Carpathian Basin, Ukraine). Acta Geologica Polonica, 62: 217–229.
- SIEMIRADZKI J., 1909 Geologia Ziem Polskich, t. 2, Formacye młodsze (Kreda Dyluwium). Nakładem Muzeum im. Dzieduszyckich, Lwów, 1–584.
- STUDENCKA B., 1999 Remarks on Miocene bivalve zonation in the Polish part of the Carpathian Foredeep. *Geological Quarterly*, 43: 467–477.

- STUDENCKA B., 2015 Małże z osadów środkowego miocenu zapadliska przedkarpackiego: otwory wiertnicze Busko (Młyny) PIG-1 i Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 Stratygrafia i taksonomia. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 461: 95–114.
- ŚLIWIŃSKI M., BĄBEL M., NEJBERT K., OLSZEWSKA-NEJBERT D., GĄSIEWICZ A., SCHREIBER B.C., BENOWITZ J.A., LAY-ER P., 2012 – Badenian–Sarmatian chronostratigraphy in the Polish Carpathian Foredeep. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 326-328: 12–29.
- TEISSEYRE H., 1938 Niektóre zagadnienia z paleogeografii południowego Roztocza. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 14: 113–154.
- TEISSEYRE W., 1894–1895 *Mikołajów i Bóbrka, 1:75000.* Atlas Geologiczny Galicyi. Zakład wojskowy geograficzny w Wiedniu (wydane w Krakowie, 1912 r.).
- TKACZUK Ł.G., KUDRIN Ł.N., RIPUN M.B., 1958 Nieogienowyje wułkaniczeskije tufy zapadnych obłastiej USSR. Woprosy Minierałogii Osadocznych Obrazowanii, 5, 126–141 (po rosyjsku).
- WENGLINSKIJ I.W., Gorieckij W.A., 1979 Stratotipy miocenowych otłożenij Wołyno-Podolskoj plity, Priedkarpackogo i Zakarpackogo progibow. Naukowa Dumka, Kijów, 1–175 (po rosyjsku).
- WYSOCKA A., RADWAŃSKI A., GÓRKA M., 2012 Mykolaiv Sands in Opole Minor and beyond: sedimentary features and biotic content of Middle Miocene (Badenian) sand shoals of Western Ukraine. *Geological Quarterly*, 56: 475–492.
- WYSOCKA A., RADWAŃSKI A., GÓRKA M., BĄBEL M., RA-DWAŃSKA U., ZŁOTNIK M., 2016 – The Middle Miocene of the Fore-Carpathian Basin (Poland, Ukraine and Moldova). *Acta Geologica Polonica*, 66: 351–401.



ISBN: 978-83-66305-88-5